

Universidade de Lisboa
Instituto de Geografia e Ordenamento do Território



**Critérios de reconhecimento dos depósitos de inundação
tsunamigénica no contexto do Ordenamento do Território**

Florentina Mihaela Tudor

Dissertação orientada
pela Prof.^(a) Doutora Ana Ramos- Pereira (IGOT-UL)
e pelo Doutor Pedro Costa (FCUL)

Mestrado em Geografia Física e Ordenamento do Território

2017



**Critérios de reconhecimento dos depósitos de inundação
tsunamigénica no contexto do Ordenamento do Território**

Florentina Mihaela Tudor

Dissertação orientada
pela Prof.^(a) Doutora Ana Ramos- Pereira (IGOT-UL)
e pelo Doutor Pedro Costa (FCUL)

Júri:

Presidente: Professora Doutora Maria Catarina de Melo Ramos, Professora Associada com Agregação do Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa;

Vogais:

- Professor Doutor Jorge Manuel do Rosário Trindade, Professor Auxiliar da Universidade Aberta
- Professora Doutora Ana Paula Ribeiro Ramos Pereira, Professora Catedrática do Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa

RESUMO

Os *tsunamis* são fenómenos naturais extremos que representam elevados perigos para muitas regiões costeiras. Os estudos sobre os eventos extremos de inundação que afetaram a costa portuguesa referem sobretudo o *tsunami* de AD 1775, considerado o mais devastador no território português.

No presente estudo optou-se por analisar sedimentologicamente a sondagem CF2 localizada na margem direita do Rio Alcabrichel, a aproximadamente 650 m da foz, na praia de Porto Novo, na costa ocidental portuguesa. Esta sondagem já foi estudada anteriormente no âmbito do Projeto FMI-5000 e os resultados do projeto apontaram para a ocorrência de dois eventos extremos de inundação marinha associados aos possíveis eventos tsunamigénicos que afetaram o litoral português.

Na presente dissertação foi continuado o estudo sedimentológico da referida sondagem, utilizando além dos critérios estratigráficos e texturais, outros indicadores de inundação marinha, alguns deles inovadores nos estudos de paleotsunamis, que poderiam clarificar os processos deposicionais e revelar informações adicionais sobre aqueles eventos extremos.

O estudo tem como objetivo principal detetar potenciais indicadores tsunamigénicos, sobretudo morfoscópicos, geoquímicos e microtexturais nos grãos de quartzo que permitam reconhecer o(s) depósito(s) de *tsunami* no estuário do Rio Alcabrichel e estabelecer a área exposta ao risco de *tsunami*.

A interpretação litoestratigráfica e textural permitiu identificar 5 unidades litoestratigráficas que correspondem ao preenchimento sedimentar que proporcionou a formação de uma planície aluvial na parte jusante do Rio Alcabrichel. As unidades litoestratigráficas denominadas **UL₁**, **UL₂** e **UL₄**, são constituídas sobretudo por material lodoso, silte e argila, com algumas intercalações de material arenoso, enquanto no topo da sondagem, a unidade **UL₅** corresponde ao sistema dunar existente no local. Na unidade **UL₂** foi detetada uma lâmina de areia muito fina, de 3cm de espessura, denominada **UL_{2a}** e cuja origem foi associada a um possível evento tsunamigénico. Intercalada entre as unidades **UL₂** e **UL₄** ocorre uma lâmina essencialmente arenosa, maciça de maior espessura (10 cm), denominada **UL₃** e as datações por radiocarbono realizadas no âmbito do Projeto FMI-5000 para esta unidade colocaram este evento na proximidade cronológica do *tsunami* de AD 1755.

Os resultados da caracterização textural permitiram atribuir a génese tsunamigénica para a unidade **UL₃**. No entanto, no caso da subunidade **UL_{2a}**, a associação a um possível evento tsunamigénico foi inconclusiva, considerando-se que um temporal costeiro foi provavelmente o responsável pela sua formação.

Os resultados da análise geoquímica corroboram a origem tsunamigénica da unidade **UL₃** e a análise estatística dos dados geoquímicos permitiu atribuir a génese de temporal para a subunidade **UL_{2a}**, devido à maior dominância dos elementos terrígenos sobre marinhos.

Através da análise morfoscóica foi possível discriminar os distintos ambientes sedimentares e associar as areias tsunamigénicas com a fonte potencial para o depósito, identificando também três diferentes fases de *tsunami*, relacionadas com as ondas de inundação e de retorno.

A análise microtextural, recorrendo às imagens de muito alta resolução, obtidas por microscopia eletrónica de varrimento (MEV), revelou nas areias tsunamigénicas a presença de assinaturas microtexturais típicas de eventos extremos de inundação marinha, com abundantes marcas de percussão e superfícies frescas, mostrando a importância da hidrodinâmica no processo de transporte dos sedimentos.

Adicionalmente, demonstrou-se que a geomorfologia local representa um fator extremamente importante na propagação do fluxo de *tsunami*, condicionando a extensão do depósito e o limite interior da inundação tsunamigénica. A conjugação desta variável com as características do depósito de *tsunami* permitiu estabelecer a área exposta ao risco de *tsunami*, demonstrando deste modo a importância do estudo no contexto do Ordenamento do Território.

Palavras-chave: depósito tsunamigénico, indicadores geoquímicos, morfoscopia, assinaturas microtexturais, Alcabrichel.

ABSTRACT

Tsunamis are extreme natural events with great magnitude responsible for important hazards in many coastal areas. The studies on the extreme flood events that affected the Portuguese coast refer mainly to the tsunami of AD 1775, considered the most devastating for Portuguese territory.

In the present study, it was applied a sedimentological analysis of the CF2 core located on the right bank of the Alcabrichel River, approximately 650m upstream the river mouth, at Porto Novo beach, on the Portuguese west coast. This core has been previously studied in the framework of the FMI-5000 Project and the results pointed to the occurrence of two extreme marine flood events associated with the possible tsunamigenic origin that affected the Portuguese coastline.

In the present dissertation, the sedimentological study of this core was continued using the stratigraphic and textural criteria and other indicators of marine flooding, some of them innovative in paleotsunamis studies, that could clarify the depositional processes and reveal additional information about these extreme events.

The main purpose of the study is to detect potential tsunamigenic indicators, especially morphoscopic, geochemical and microtextural features in the quartz grains that allow to recognize the tsunami deposit(s) in the Alcabrichel River estuary and establish the area exposed to tsunami risk.

The stratigraphic and textural interpretation allowed to identify 5 lithostratigraphic units. They correspond to the sedimentary filling of an alluvial plain downstream the Alcabrichel River. The **UL₁**, **UL₂** and **UL₄** lithostratigraphic units consist mainly of mud, silt and clay, with some sandy material intercalations, while at the top of the core, the **UL₅** unit corresponds to the existing dune system. In the **UL₂** unit a very thin sand lamina, about 3 cm thickness, called **UL_{2a}**, was detected and its origin was associated with a possible tsunamigenic event. Interposed between the **UL₂** and **UL₄** units is a massive, essentially sandy (10cm) thicker layer called **UL₃** and the radiocarbon dating performed under the FMI-5000 Project for this unit placed this event in circa AD 1755 tsunami.

The results of the textural characterization suggested that the **UL₃** unit is a tsunamigenic deposit. However, in the case of the **UL_{2a}** subunit the association to a possible tsunamigenic event was inconclusive, considering that a coastal storm was probably responsible for its formation.

The results of the geochemical analysis confirmed the tsunamigenic origin of the **UL₃** unit and the statistical analysis of the geochemical data allowed to consider the **UL_{2a}** subunit, like a sandy storm deposit, due to the greater dominance of the terrigenous elements on the marine elements.

Through the morphoscopic analysis it was possible to discriminate the different sedimentary environments and to associate the tsunamigenic sands with the potential source for the deposit, identifying three different tsunami waves related to the flood and backwash waves.

The microtextural analysis of the tsunami sands, using very high-resolution images obtained by scanning electron microscopy (SEM), revealed the presence of microtextural signatures typical for extreme events of marine flood, with abundant percussion marks and fresh surfaces, showing the importance of hydrodynamics in the sediment transport process.

In addition, local geomorphology has been shown to be an extremely crucial factor in the propagation of the tsunami flow, conditioning the extent of the deposit and the inner boundary of the tsunamigenic flood. The combination of this variable with the characteristics of the tsunami deposit allowed establishing the area exposed to tsunami risk, thus demonstrating the importance of the study in the Spatial Planning framework.

Key words: tsunamigenic deposit, geochemical indicators, morphoscopy, microtextural signatures, Alcabrichel.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de expressar os meus sinceros agradecimentos a todas as pessoas que, de alguma forma, contribuíram na realização da presente dissertação.

Em primeiro lugar gostaria de agradecer à Professora Doutora Ana Ramos-Pereira por orientar esta dissertação, pelas exigências e sugestões que sem dúvida contribuíram para o enriquecimento deste trabalho. Devo à Professora Ana Ramos Pereira não só a orientação, mas também o incentivo que sempre soube transmitir, despertando em mim o interesse pelos sistemas litorais e sobretudo pela investigação científica. Agradeço também pela amizade e confiança, por sempre ter acreditado em mim (mais do que eu própria) ao longo destes anos de trabalho que se iniciaram ainda na Licenciatura.

Gostaria de expressar o meu sincero agradecimento ao Professor Doutor Pedro Costa, da Faculdade de Ciências, da Universidade de Lisboa, pela sua co-orientação nesta dissertação, por todos os conhecimentos e experiência que me transmitiu, pela amizade, pelo apoio e estímulo que sempre manifestou e pelo acompanhamento permanente neste trabalho.

Agradeço a ambos pela dedicação e o rigor científico que sempre mostraram e é com enorme orgulho que declaro que foi um enorme privilégio em colaborar com dois excelentes profissionais e pessoas extraordinárias.

Gostaria ainda de expressar um sincero agradecimento à Professora Doutora Conceição Freitas e ao Professor Doutor César Andrade da Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, que despertaram o meu interesse pela área de sedimentologia, através de cadeira de Geologia Costeira que frequentei no primeiro ano de mestrado e a quem devo também muito da minha aprendizagem.

Ao Núcleo de investigação dos Sistemas Litorais e Fluviais (SLIF) do Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa, pela cedência das amostras da sondagem CF2, colhidas no âmbito do Projeto “FMI 5000 – *Environmental Changes: Fluvio-marine interactions*” (PTDC/CTE-GIX/104035/2008) e pelos respetivos dados sedimentológicos. Agradeço ainda pela disponibilização de meios que possibilitou a realização da análise geoquímica, sem a qual parte deste trabalho não teria sido possível.

Sem a colaboração do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, esta tese não seria possível. Agradeço, portanto, pelo uso do seu laboratório de Processos Costeiros e pela disponibilização dos meios necessários para realização das imagens de alta resolução obtidas com o Microscópio Eletrónico de Varrimento (MEV).

Ao Dr. Telmo Nunes do Centro de Biologia Ambiental da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, pelo seu profissionalismo na manipulação do MEV.

À Vera Lopes, sempre cheia de alegria, agradeço pela sua constante disponibilidade em ajudar no trabalho de laboratório, pela amizade demonstrada e pelo apoio em superar alguns momentos mais difíceis da minha vida.

Ao André Torres, pelo apoio constante, por todos os conselhos e os conhecimentos que me transmitiu.

Quero também agradecer ao Bogdan Jaranovic pela partilha de opiniões e pela amizade.

Um especial agradecimento às minhas amigas Irene Cardoso e Elena Drăghiceanu pelo apoio incondicional, e principalmente pela amizade, carinho e disponibilidade para me ajudar, por poder sempre contar com elas.

Por fim, o meu profundo agradecimento aos meus pais por tudo que me proporcionaram, aos meus irmãos Corina e Andu, à minha cunhada Ionela, ao cunhado Ghiță e às minhas queridas sobrinhas Cláudia, Sónia e Ilona. Agradeço a todos pelo imenso amor, pelo exemplo de força e coragem e por estarem sempre presentes apesar de grande distância que nos separa.

Ao Paulo, pela compreensão e paciência que teve comigo. Agradeço-lhe também por não me deixar desistir nos momentos mais difíceis desse nosso percurso e pelo seu enorme esforço para eu poder ser a pessoa que hoje sou.

À minha filha Iulia, o centro da minha vida, pelo amor incondicional, pela compreensão e amizade, pelo apoio constante e pela ajuda nos trabalhos de campo e de laboratório durante todo o meu percurso académico. Além disso, fico muito grata pelas palavras reconfortantes, pela forma natural como me transmitiu a boa disposição e conseguiu animar-me nos momentos mais difíceis.

À Iulia

ÍNDICE GERAL

RESUMO.....	I
ABSTRACT	III
AGRADECIMENTOS.....	V
ÍNDICE GERAL	VII
ÍNDICE DE FIGURAS	IX
ÍNDICE DE TABELAS	XII
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. RELEVÂNCIA DO ESTUDO.....	1
1.2. OBJETIVOS DA INVESTIGAÇÃO.....	5
1.3. ESTRUTURA DA TESE.....	6
2. ENQUADRAMENTO TEMÁTICO	7
2.1. INUNDAÇÃO MARINHA EXTREMA	7
2.1.1. <i>Caracterização física dos tsunamis</i>	7
2.1.2. <i>Causas dos tsunamis</i>	8
2.1.3. <i>Quantificação dos tsunamis: magnitude vs intensidade</i>	13
2.1.4. <i>Avaliação de perigo dos tsunamis</i>	16
2.2. IDENTIFICAÇÃO DOS DEPÓSITOS DE TSUNAMIS.....	17
2.2.1. <i>Mecanismos de deposição/ erosão dos sedimentos de tsunami</i>	17
2.2.2. <i>Assinaturas sedimentológicas dos depósitos de tsunami</i>	19
2.2.3. <i>Evidências geomorfológicos dos depósitos de tsunami</i>	30
2.3. TSUNAMIS VS TEMPORAIS.....	31
3. ÁREA DE ESTUDO	35
3.1. INTRODUÇÃO.....	35
3.2. ESTUÁRIO DO RIO ALCABRICHEL.....	35
3.2.1. <i>Enquadramento</i>	36
3.2.2. <i>Quadro geológico e geomorfológico</i>	37
3.2.3. <i>Regime oceanográfico</i>	47
4. MÉTODOS E TÉCNICAS	48
4.1. AMOSTRAGEM E A DESCRIÇÃO DA SONDAGEM ANALISADA	48
4.2. ANÁLISE TEXTURAL	51
4.2.1. <i>Granulometria do sedimento</i>	51
4.2.2. <i>Teor de carbonato de cálcio e conteúdo de matéria orgânica</i>	51
4.3. ANÁLISE GEOQUÍMICA	52

4.4.	ANÁLISE MORFOSCÓPICA	52
4.5.	ANÁLISE MICROTETURAL.....	54
4.5.1.	<i>Procedimento laboratorial.....</i>	54
4.5.2.	<i>Princípios de funcionamento do MEV.....</i>	55
4.5.3.	<i>Classificação microtextural.....</i>	56
4.5.4.	<i>Atlas de microtexturas.....</i>	59
4.6.	PRODUÇÃO CARTOGRÁFICA	59
5.	RESULTADOS.....	61
5.1.	CARACTERIZAÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA DA SONDAGEM CF2.....	61
5.2.	CARACTERIZAÇÃO TEXTURAL DO SEDIMENTO	63
5.3.	ANÁLISE GEOQUÍMICA	64
5.4.	MORFOSCOPIA NA SONDAGEM CF2.....	69
5.5.	ANÁLISE MORFOSCOPICA E MICROTETURAL DA UNIDADE E (EVENTS).....	75
5.5.1.	<i>Caracterização morfoscópica da unidade E (Events).....</i>	75
5.5.2.	<i>Caracterização microtextural da unidade E (Events).....</i>	79
6.	DISCUSSÃO	87
6.1.	IDENTIFICAÇÃO DO(S) DEPÓSITO(S) TSUNAMIGÉNICO(S) NO ESTUÁRIO DO RIO ALCABRICHEL.....	87
6.1.1.	<i>Assinaturas texturais do depósito tsunamigénico.....</i>	87
6.1.2.	<i>Assinaturas geoquímicas do depósito tsunamigénico.....</i>	89
6.1.3.	<i>Assinaturas morfoscópicas do depósito tsunamigénico.....</i>	93
6.1.4.	<i>Assinaturas microtexturais do depósito tsunamigénico.....</i>	101
6.2.	CONTRIBUIÇÃO DO ESTUDO NO CONTEXTO DO ORDENAMENTO DO TERRITÓRIO E A INFLUÊNCIA DA GEOMORFOLOGIA LOCAL NA PROPAGAÇÃO DA ONDA TSUNAMIGÉNICA	117
7.	CONCLUSÃO.....	123
8.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	127
9.	ANEXOS	134
	ANEXO A-DADOS GLOBAIS UTILIZADOS (FONTE: FMI-5000 – ENVIRONMENTAL CHANGES: FLUVIO-MARINE INTERACTIONS”)	135
	ANEXO B-ATLAS DOS GRÃOS DE QUARTZO	137

ÍNDICE DE FIGURAS

<i>Figura 1- Mapa geomorfológico da margem SW ibérica, baseado em SRTM para a topografia terrestre e compilação batimétrica baseada em SWIM para a área submersa. As estrelas vermelhas mostram os epicentros dos mais fortes terremotos históricos, as linhas pretas mostram as falhas ativas e as esferas a preto e branco representam os planos de falha dos terremotos instrumentais com Mw> 6.0 (Extraído de (Papadopoulos et al., 2014)).</i>	2
<i>Figura 2- Imagem histórica sobre a destruição da Lisboa após o sismo e o tsunami de AD 1755.</i>	3
<i>Figura 3- Localização dos tsunamis ocorridos entre 1650 B.C e A.D. 2008 provocados por: sismos, vulcões, deslizamentos e por outras causas.</i>	12
<i>Figura 4- Modelo conceptual da sedimentação do tsunami. O depósito é quase uniforme e é formado na zona de fluxo por decantação dos sedimentos em suspensão quando a velocidade do fluxo tende para zero, até o limite da inundação. O fluxo de retorno é fraco e concentra-se em áreas deprimidas e não provoca muita erosão ao depósito formado. Retirado de Jaffe e Gelfenbaum, 2007</i>	17
<i>Figura 5- Modelo conceptual de erosão e sedimentação tsunamigénica. Retirado de Dawson e Stewart (2007) adaptado de Einsele et al. (1996).</i>	18
<i>Figura 6- Modelo conceptual que relaciona modos de transporte, assinaturas microtexturais e ambientes sedimentares. Extraído de Costa et al., 2012b</i>	29
<i>Figura 7- Modelo conceptual sobre as diferentes fases de um tsunami desde a geração, propagação, processos (mecanismos) de erosão/ deposição, critérios de identificação dos depósitos tsunamigénicos, até à avaliação do perigo de tsunami e as diferenças genéticas e sedimentares entre os tsunamis e temporais</i>	34
<i>Figura 8- Localização da área de estudo e da sondagem CF2</i>	36
<i>Figura 9- a- Litologia da bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel; b— Idades geológicas representadas na bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel (adaptadas das cartas geológicas de Portugal 30A-Lourinha, 30C-Torres Vedras e 30D-Alenquer). Fonte: FMI-5000.</i>	40
<i>Figura 10- Altimetria da bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel</i>	41
<i>Figura 11- Esboço morfoestrutural do setor terminal do rio Alcabrichel. Extraído de Chaminé et al (2004), adaptado e reinterpretado de Trindade (2001).</i>	42
<i>Figura 12- Declives da bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel</i>	42
<i>Figura 13- Perfis topográficos no setor terminal do Rio Alcabrichel</i>	43
<i>Figura 14- Quadro esquemático com os métodos e técnicas aplicados no âmbito do Projeto FMI-5000 de acordo com as várias tarefas do projeto e sua relação com os objetivos descritos. (Ramos- Pereira et al. (2011)</i>	49
<i>Figura 15- Escalas de rolamento: 0-bem rolado, 1-rolado, 2-subrolado, 3-subanguloso, 4-anguloso, 5-muito anguloso. Adaptado de Power (1953), redesenhado por Pettijohn et al.,1973. Retirado de Galopim de Carvalho, 2005.</i>	53
<i>Figura 16- Escalas de esfericidade: 0- baixa, 1-média baixa, 2-media alta, 3-alta. Adaptado de Krumbein & Sloss, 1955. Retirado de Galopim de Carvalho, 2005.</i>	53
<i>Figura 17- Câmara para mineralização com ouro (Laboratório da FCUL). Extraído de Costa et.al.,2014</i>	55
<i>Figura 18- Imagem do microscópio eletrónico de varrimento (JEOL – JSM 52000LV) utilizado na Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa (FCUL). É visível (à esquerda) o porta-amostras (PA) cuja movimentação é feita através de três parafusos – (Pf), a coluna eletromagnética (CE) e a fonte eletrónica (FE). Ao centro, são visíveis um pequeno monitor e o painel de controlo, onde se ajusta, a resolução e a energia do feixe. Extraído de Costa et al. (2014).</i>	56
<i>Figura 19- Exemplo de microtexturas. A- Superfície recente; B- Dissolução; C: Marcas de percussão; D- Partículas aderentes</i>	57
<i>Figura 20- Rolamento. De 0-Bem rolado a 5-muito anguloso</i>	58

Figura 21- Relevô. De 1- Grão com relevô alto a 3-Grão com relevô baixo.....	59
Figura 22- Coluna litoestratigráfica da sondagem CF2 e os perfis verticais dos principais parâmetros texturais e composicionais. As cores correspondem às unidades litoestratigráficas, onde a unidade UL ₃ é possivelmente de origem tsunamigénica e os linhas tracejadas correspondem aos outros eventos de inundação.	62
Figura 23- Distribuição vertical dos teores de alumínio (Al), cálcio (Ca), ferro (Fe), manganês (Mn), potássio (K), titânio (Ti), rubídio (Rb), magnésio (Mg), Cs (Césio), cobre (Cu), zinco (Zn), chumbo (Pb), cério (Ce), cobalto (Co), estrôncio (Sr), bário (Ba) e enxofre (S) da coluna sedimentar da sondagem CF 2.	66
Figura 24- Variação vertical dos principais elementos composicionais da sondagem CF 2,	71
Figura 25- Diagrama ternário dos valores medianos das características composicionais da sondagem CF 2 baseadas na observação morfoscópica.....	72
Figura 26- Classificação dos grãos de quartzo da sondagem CF 2 em função da morfologia e o estado da superfície dos grãos, baseada na observação morfoscópica	73
Figura 27- Variação vertical dos dados composicionais da unidade E, baseada na observação morfoscópica, onde os tracejados delimitam os dois eventos de inundação marinha, sendo que o 1º evento corresponde à subunidade UL _{2a} e o segundo à unidade UL ₃	75
Figura 28- Variação vertical dos parâmetros morfométricos na unidade E, baseada na observação morfoscópica. a) Classificação dos grãos de quartzo em função do rolamento; b) Classificação dos grãos de quartzo em função da esfericidade. As linhas tracejadas correspondem aos dois possíveis eventos de inundação marinha.....	76
Figura 29- A correlação entre as componentes texturais (líticos e bioclastos) com os vários tipos de quartzo da unidade E, baseada na observação morfoscópica.	77
Figura 30- Frequência da ocorrência de cada atributo microtextural considerado mais recente na superfície do grão, baseada na análise de imagem de muito alta resolução obtida com o MEV.	80
Figura 31- Classificação dos grãos quanto à frequência da ocorrência das diferentes microtopografias que caracterizam os grãos, baseada na análise de imagens de muito alta resolução, obtidas com o MEV.....	83
Figura 32- Variação vertical de cada atributo microtextural, quantificado quanto à área ocupada da superfície dos grãos, nas amostras da unidade E, baseada na análise de imagens de muito alta resolução, obtidas com o MEV.....	85
Figura 33- Dendograma de análise de Clusters dos 40 elementos químicos analisados para as 10 amostras, produzido em Statistica 13.2 e utilizando o método do Ward (ou de mínima variância).....	92
Figura 34- Diagrama de ordenação da Análise de Componentes Principais sobre os 17 parâmetros morfoscópicos dos grãos de quartzo, produzido em Canoco 5	97
Figura 35- Análise de Componentes Principais (Rolamento). No quadrante esquerdo as amostras a azul são da subunidade UL3a; a vermelho da subunidade UL3b e a verde da subunidade UL3c.	99
Figura 36- Análise de Componentes Principais (Esfericidade). No quadrante esquerdo as amostras a azul são da subunidade UL3a; a vermelho da subunidade UL3b e a verde da subunidade UL3c	99
Figura 37- Análise de Componentes Principais (Esfericidade). No quadrante esquerdo as amostras a azul são da subunidade UL3a; a vermelho da subunidade UL3b e a verde da subunidade UL3c.	100
Figura 38- Exemplos dos grãos do depósito tsunamigénico - subunidade UL3a, -base (A, B); topo (C, D, E): A- Grão muito bem rolado, de baixo relevô, com elevado número de marcas de percussão de pequena dimensão; B- Grão com arestas boleadas e várias marcas em “V”; B(a) - Detalhe das marcas em “V”; C- Grão de médio relevô e com superfície fresca; D- Grão com várias marcas de percussão (a-fraturas conchoidais; b-marcas em “V”); E- Grão com arestas boleadas, de aspeto lavado, com várias marcas em “V”.....	103
Figura 39- Exemplos de grãos do depósito tsunamigénico - subunidade UL3b (A, B, C, D) e UL3c (E, F): A- Grão de baixo relevô, com elevado número de marcas de percussão de pequena dimensão e superfícies frescas; B- Grão de médio relevô, com superfície fresca e várias marcas em V (a- entalhe em V de grande dimensão e arestas bem definidas; C- Grão com dissolução; D- Grão com dissolução e partículas aderentes e algumas marcas de percussão muito desgastadas; E- Grão boleado, brilhante de aspeto lavado com várias	

<i>marcas de percussão (a-fraturas conchoidas); F- Grão de médio relevo, com várias superfícies frescas (a-flores de sílica).</i>	107
<i>Figura 40- Comparação dos resultados microtexturais da segunda classificação dos vários ambientes de deposição: dos sedimentos aluviais do enchimento sedimentar, de tsunami e do possível temporal costeiro.</i>	110
<i>Figura 41- Comparação dos resultados microtexturais obtidos neste estudo (estuário do Rio Alcabrichel), com os atributos microtexturais identificados por Costa et al. (2012) em vários ambientes sedimentares do Algarve.</i>	112
<i>Figura 42- A interpretação de ambientes sedimentares com base nas microtexturas de grãos de quartzo</i>	114
<i>Figura 43- Análise de Componentes Principais sobre as 12 amostras e sobre os 7 atributos microtexturais baseada na avaliação qualitativa e semi-quantitativa do último atributo microtextural identificado na superfície dos grãos.</i>	115
<i>Figura 44- Análise de Componentes Principais sobre as 12 amostras e sobre os 5 atributos microtexturais baseada na avaliação quantitativa de cada atributo microtextural na superfície dos grãos.</i>	115
<i>Figura 45- Extrapolação da velocidade de fluxo de tsunami em função da espessura do depósito com diâmetro médio dos grãos entre 0,15mm e 0,20mm (a vermelho) com uma densidade de 2,65g/cm³. Adaptado de Jaffe e Gelfenbaum (2007).</i>	118
<i>Figura 46- A- Mapa de isópacas na Lagoa dos Salgados e o limite interior do depósito de tsunami. B- Localização das sondagens estudadas (a branco- sondagens com presença do depósito, a azul-sondagens com ausência do depósito tsunamigénico. (Pedro Costa, comunicação pessoal, 2017).</i>	119
<i>Figura 47- Resultado de cálculo estimativo do limite do depósito de tsunami e da inundação tsunamigénica no estuário do Rio Alcabrichel obtido por analogia com o depósito de tsunami da Lagoa dos Salgados, considerando os dois cenários da inundação.</i>	121
<i>Figura 48- Instantâneos da altura da onda do tsunami, em minutos após o sismo: a) 50; b) 60; c) 70; d) 75. Retirado de Santos et al. (2015)</i>	122

ÍNDICE DE TABELAS

<i>Tabela I- Principais tsunamis do século XXI. Adaptado de Levin e Nosov, 2015</i>	<i>9</i>
<i>Tabela II- Exemplos de escalas de intensidade e de magnitude de tsunami. Adaptado de Papadopoulos e Imamura, 2001</i>	<i>13</i>
<i>Tabela III - Escala de intensidade do tsunami.</i>	<i>14</i>
<i>Tabela IV- Estudos dos depósitos de tsunamis com vestígios de foraminíferos. (Adaptado de Mamo et al., 2009).....</i>	<i>24</i>
<i>Tabela V- Publicações focadas na análise microtextural do sedimento. Extraído de Costa et al. (2014).</i>	<i>28</i>
<i>Tabela VI- Sequência cronoestratigráfica presente no setor terminal do Rio Alcabrichel. Elaborada com base na Carta Geológica de Portugal 30 A-Lourinhã, Manuppella et al., 1999 e Kullbelrg et al., 2006.....</i>	<i>39</i>
<i>Tabela VII - Quadro esquemático com os procedimentos metodológicos desenvolvidos.</i>	<i>60</i>
<i>Tabela VIII - Resultados globais dos elementos geoquímicos analisados.</i>	<i>65</i>
<i>Tabela IX- Resultados morfoscópicos dos dados composicionais e da classificação dos grãos de quartzo em função dos seus parâmetros morfométricos e do estado da superfície.</i>	<i>70</i>
<i>Tabela X - Resultados da classificação microtextural e da frequência da ocorrência de cada atributo microtextural considerado mais recente nas amostras da unidade E.....</i>	<i>79</i>
<i>Tabela XI - Resultados da classificação quantitativa quanto à área ocupada de cada atributo microtextural da superfície dos grãos, baseada na análise de imagem de muito alta resolução, obtidas com o MEV</i>	<i>83</i>
<i>Tabela XII - Quadro conceptual com as diferentes fases de tsunami identificadas com base nas características morfoscópicas e texturais dos grãos de quartzo para as três subunidades do depósito tsunamigénico.</i>	<i>95</i>
<i>Tabela XIII - Resultados dos eigenvalues da ACP.....</i>	<i>97</i>

Capítulo 1

INTRODUÇÃO

1.1. RELEVÂNCIA DO ESTUDO

O estudo sobre a sedimentação associada aos *tsunamis* fornece informações importantes, sendo considerado um indicador muito importante na estratigrafia costeira com papel crucial não só na avaliação do risco em determinadas áreas costeiras, mas também no estabelecimento de intervalos de recorrência destes fenómenos naturais.

Os relatos mais conhecidos sobre os eventos extremos de inundação marinha que afetaram a costa portuguesa reportam-se ao *tsunami* de 1 de novembro de 1775, considerado devastador para a cidade de Lisboa devido sobretudo à intensa ocupação humana da zona ribeirinha.

A posição geográfica de Portugal Continental na proximidade da fronteira entre as placas Euroasiática e Africana, designada por fratura Açores-Gibraltar (FAG) mostra que o território nacional é suscetível à ocorrência de sismos geradores de *tsunamis*. A SW da Ibéria esta fratura apresenta uma batimetria muito complexa, constituída por montanhas submarinhas como o Banco de Gorringe e o Banco de Guadalquivir, rodeadas pelas planícies abissais, entre as quais de destaca a Planície Abissal de Ferradura. Toda a região entre a margem SW da Ibéria e o Golfo de Cádiz apresenta uma importante atividade sísmica e uma “tectónica intrigante” (Zitellini *et al.*, 2004) e representa a origem dos principais sismos ocorridos em Portugal, incluindo também o sismo de AD 1755 (Figura 1).

Os registos de sismicidade instrumental referentes ao período entre 1988 e 1997 mostram que os sismos ocorridos em Portugal têm em média magnitude baixa a moderada $M_w^1 \leq 5.0$, com o hipocentro localizado na maioria dos casos a pouca profundidade (inferior a 40 km) (Bufo *et al.*, 2004). Contudo, existem vários relatos históricos associados aos sismos históricos de magnitude elevada $M_w \geq 8$ (Borges *et al.*, 2001) como foi o caso de sismo gerador do *tsunami* de AD 1755 de Lisboa, ou outros eventos sismogénicos como o de 1531 que atingiu a costa SW de Portugal, o de Tavira de 1722 e o de 60-63 AC que devastou a Cidade de Cádiz (Zitellini *et al.*, 2004; Baptista e Miranda, 2009; Lario *et al.*, 2010).

Os relatos mais recentes referem o sismo de 28 de fevereiro de 1969 de $M_w=7.9$ (Bufo *et al.*, 2004) com o hipocentro localizado na Planície Abissal de Ferradura e um outro evento ainda mais recente, o sismo de Falha de Ferradura de 2007, com uma magnitude $M_w= 6.0$ (Stich *et al.*, 2007; Papadopoulos *et al.*, 2014).

¹ M_w é uma escala de Magnitude de Momento (abreviada MMS e denotada M_w) para medir a magnitude dos sismos em termos de energia libertada. M_w é uma escala logarítmica largamente utilizada e substitui atualmente a escala de Richter (denotada M_L - escala de Magnitude de Local).

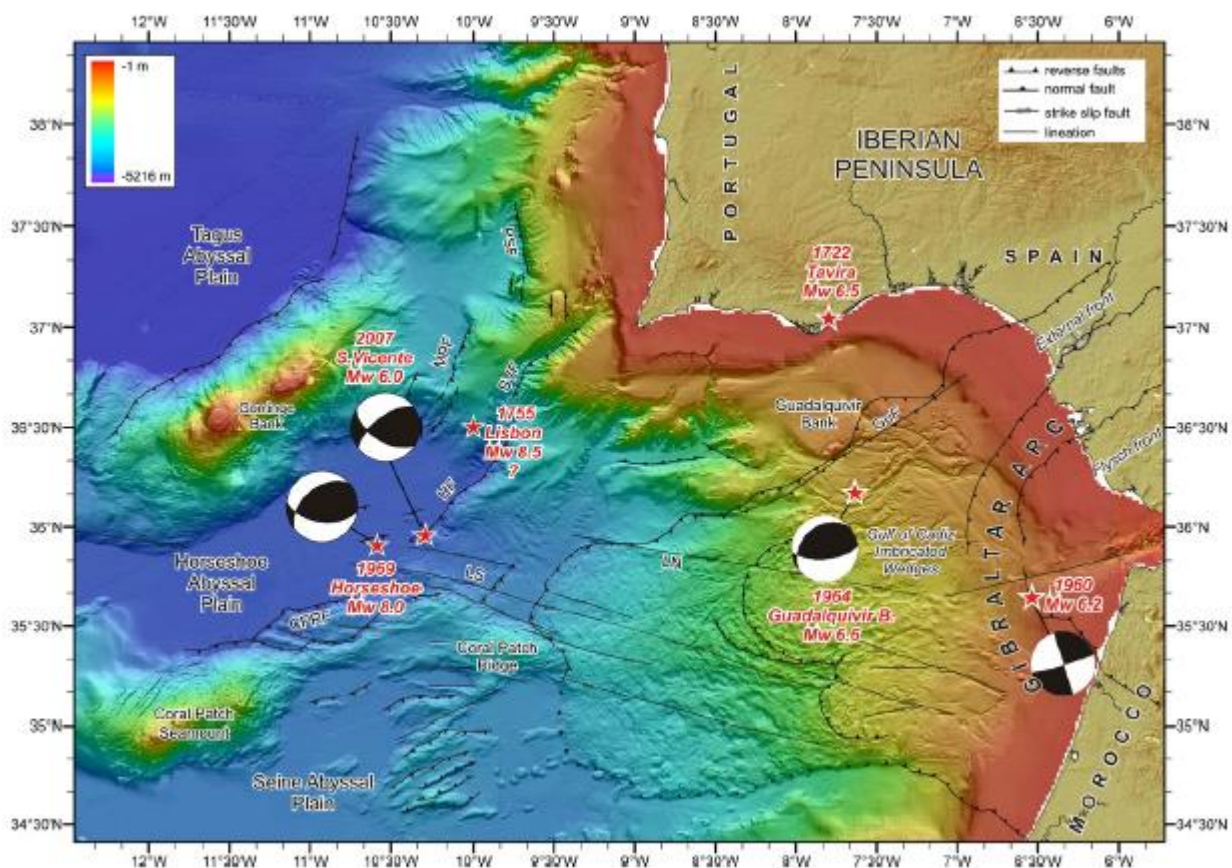


Figura 1- Mapa geomorfológico da margem SW ibérica, baseado em SRTM ² para a topografia terrestre e compilação batimétrica baseada em SWIM ³ para a área submersa. As estrelas vermelhas mostram os epicentros dos mais fortes terremotos históricos, as linhas pretas mostram as falhas ativas e as esferas a preto e branco representam os planos de falha dos terremotos instrumentais com Mw > 6.0 (Extraído de (Papadopoulos *et al.*, 2014).

O sismo de 1 de novembro de 1755 foi considerado como o mais catastrófico da Europa Ocidental com uma magnitude estimada de Mw= 8,5-8,7, provocando só na cidade de Lisboa entre 10.000 e 60.000 vítimas mortais, das quais aproximadamente 10% delas devido exclusivamente ao *tsunami* (Zitellini *et al.*, 2004). Os relatos sobre aquele evento referem que um sismo violento ocorreu na manhã de 1 de novembro de 1755, dia de Todos os Santos, seguido por outros dois abalos de igual violência provocando o colapso na maioria dos edifícios.

Após os sismos, uma primeira onda de aproximadamente 5 m (Baptista *et al.*, 2003) abateu-se sobre a cidade de Lisboa provocando ainda mais destruição nos poucos edifícios que tinham escapado.

² SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) - é uma missão espacial para obter um modelo digital de terreno e consiste num sistema radar concebido para adquirir os dados de altimetria estereoscópica.

³ SWIM- Projeto realizado em 2006 que completou o levantamento batimétrico do Golfo de Cádiz (batimetria SWIM) que permitiu reconhecer as principais falhas de desligamento entre o Banco de Goringe e a plataforma continental marroquina (Terrinha *et al.*, 2008).

Segundo os relatos da época descritos por Sachetti, 1756 (publicado em 1957) *in Baptista et al.*, (2003) e Baptista e Miranda (2009), a água do Estuário do Tejo aumentou três vezes e em poucos minutos registou três fluxos e três refluxos, subindo acima das mais altas marés vivas. Este cenário foi completado pela ocorrência de vários incêndios que continuaram durante uma semana e que devastaram completamente a cidade de Lisboa. O evento catastrófico afetou também a costa meridional portuguesa, Sul de Espanha e norte de Marrocos. Todo o SW da Península Ibérica foi atingido por grandes ondas, sobretudo o Algarve, onde se registaram alturas de 10-15 m no Cabo São Vicente e ao longo do Golfo de Cádiz, viajando pelo Atlântico, chegando também aos Arquipélagos de Madeira e Açores (Baptista e Miranda, 2009) e ainda em locais mais distantes como Bélgica, Finlândia ou costa do Reino Unido e Mar de Caraíbas (Zitellini *et al.*, 2004).

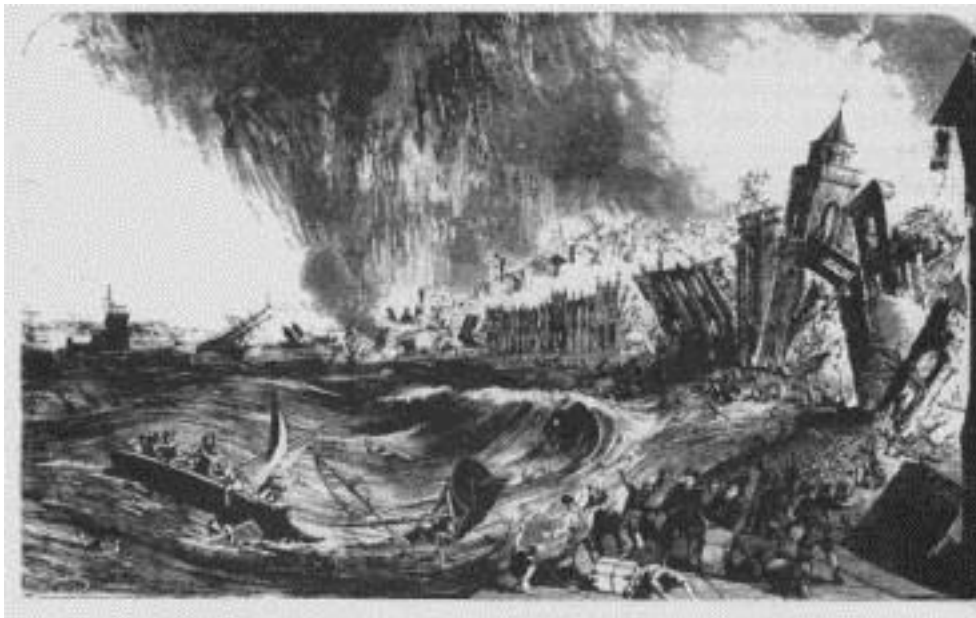


Figura 2- Imagem histórica sobre a destruição da Lisboa após o sismo e o *tsunami* de AD 1755.
Extraído de Komar, 1998

Atualmente, existem registos de *tsunamis* pré-históricos em várias partes do mundo reunidos numa base de dados *Data Center/ World Data Service* (NGDC/ WDS) da NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*). De acordo com a base de dados NGDC de 2015, ocorreram em todo o mundo mais de 2500 eventos de *tsunamis* nos últimos 4000 mil anos.

Baseados nestes registos, alguns autores consideram que os principais *tsunamis* com efeitos destrutivos sobre a costa portuguesa foram os de 1531, 1755, 1761 (Abrantes *et al.*, 2008; Baptista e Miranda, 2009), dos quais o *tsunami* de AD 1531 foi ainda mais catastrófico para a cidade de Lisboa do que o de 1755 (Mendoça, 1758 *in* Abrantes *et al.*, 2008).

No entanto, o *tsunami* de 1755, como evento transatlântico é considerado até a data o mais forte da Europa Ocidental (Abrantes *et al.*, 2008), com efeitos destruidores não sobre a cidade de Lisboa, mas também noutros locais costeiros do Oceano Atlântico.

Os registos históricos dos *tsunamis* na região SW da Ibéria recuam apenas cerca de dois milénios, com o evento de 60-63 AC de Golfo de Cádiz e baseiam-se unicamente em relatos da época, apresentando pouca fiabilidade para estabelecimento dos intervalos de recorrência destes fenómenos. Neste contexto, surgiu a necessidade de utilizar outras metodologias baseadas sobretudo em análise e interpretação dos depósitos sedimentares associados aos respetivos eventos. A interpretação destes depósitos é um processo bastante complexo e utiliza um conjunto de indicadores (litoestratigráficos, sedimentológicos, geoquímicos, morfoscópicos e/ou microtexturais) para identificar o depósito tsunamigénico e estabelecer a proveniência do material depositado.

Vestígios de *tsunami* de 1 de novembro de 1755 foram confirmados em vários locais da costa portuguesa, nos depósitos caóticos descobertos no Algarve, nomeadamente em áreas não artificializadas, como no pequeno estuário da Boca do Rio (Dawson *et al.*, 1995; Hindson *et al.* 1996; Hindson e Andrade, 1999; Oliveira *et al.* 2009; Font *et al.*, 2013), no Martinhal (Costa 2006; Kortekaas e Dawson, 2007), na Lagoa dos Salgados (Costa *et al.*, 2009; 2010; 2012a; 2012b; 2015) e nos sistemas arenosos da Ria Formosa (Andrade *et al.*, 2004). São igualmente considerados testemunhos sedimentares do *tsunami* de 1755, os grandes blocos isolados encontrados no topo das arribas no Malhão (Ramos-Pereira *et al.*, 2009; 2016) e na plataforma de Cascais (Sheffers e Kelletat, 2005), bem como seixos caóticos e heterométricos descobertos na área urbana em Belém, numa das sanjas abertas em 2008 com as obras de construção do novo Museu de Coches (Ramos-Pereira *et al.*, 2010; 2016).

O estudo dos *tsunamis* a partir das assinaturas sedimentares é, portanto, extremamente importante e ajuda na validação da modelação hidrodinâmica da inundação provocada pelo *tsunami* e permite reconstruir *tsunamis* históricos, determinar a intensidade e o intervalo da recorrência, contribuindo desta forma para a avaliação da área atingida, que deve ser considerada área perigosa. A ocupação destas áreas deve por isso ser acautelada, tendo em vista mitigação do risco de *tsunami*.

1.2. OBJETIVOS DA INVESTIGAÇÃO

Este trabalho apresenta o estudo dos depósitos de *tsunami* e tem como objetivo principal detetar potenciais indicadores tsunamigénicos, sobretudo morfoscópicos, geoquímicos e microtexturais nos grãos de quartzo que permitam reconhecer o(s) depósito(s) de inundação tsunamigénica no estuário do Rio Alcabrichel e estabelecer a extensão do depósito de *tsunami* e o limite interior da inundação tsunamigénica, por fim de identificar as áreas expostas ao risco de inundação por *tsunami*.

Para alcançar o objetivo geral da tese foram estabelecidos um conjunto de objetivos específicos que ajudam a compreender os mecanismos de transporte e de deposição destes grãos em condições ambientais de elevada energia, que permitiram estabelecer a possível fonte sedimentar para o depósito de *tsunami*:

- i. Identificar o(s) depósito(s) de *tsunami* recorrendo a interpretação litoestratigráfica;
- ii. Proceder à análise textural, morfoscópica e geoquímica para estabelecer os ambientes de sedimentação;
- iii. Desenvolver técnicas de análise microtextural dos grãos de quartzo, recorrendo a análise de imagem de muito alta resolução que permite identificar marcas/atributos microtexturais nos sedimentos transportados pelas ondas de *tsunami*;
- iv. Proceder à descrição das características microtexturais aplicando várias técnicas de classificação das microtexturas e a elaboração de um atlas dos grãos estudados;
- v. Comparar os atributos microtexturais das areias tsunamigénicas da área de estudo com outros depósitos análogos já estudados, com base na bibliografia de referência.
- vi. Aplicar um modelo de cálculo para delimitar a extensão do depósito e o limite da inundação da onda de *tsunami*.
- vii. Demonstrar a importância do estudo no contexto do ordenamento do território e como poderá contribuir para a mitigação do risco de *tsunami*.

1.3. ESTRUTURA DA TESE

A presente dissertação desenvolve-se em 7 capítulos:

Capítulo 1 apresenta uma breve introdução ao tema, incluindo a relevância do estudo, os objetivos gerais e específicos do trabalho e a estrutura da tese.

No **Capítulo 2** é realizado o enquadramento teórico geral e compreende uma revisão bibliográfica onde são referidos um número considerável dos trabalhos desenvolvidos no âmbito deste tema de investigação. Este capítulo é dividido em vários subcapítulos em que serão abordados assuntos relacionados com os eventos de inundação marinha extrema como os *tsunamis*: (i) Caracterização física dos *tsunamis*; (ii) Causas dos *tsunamis*; (iii) Identificação dos depósitos de *tsunamis* com base em vários critérios (litoestratigráficos, granulométricos, paleontológicos, geoquímicos, microtexturais); (iv) Avaliação do risco de *tsunami*; (v) *Tsunamis* vs temporais.

Capítulo 3 descreve o enquadramento geográfico, geológico e geomorfológico da área de estudo (Estuário do Rio Alcabrichel).

No **Capítulo 4** são apresentadas as metodologias utilizadas nas diferentes fases do trabalho, incluindo os procedimentos utilizados no tratamento laboratorial das amostras para a realização das análises sedimentológicas, os procedimentos de classificação utilizados na análise morfoscópica e microtextural dos grãos de quartzo, o tratamento aplicado na interpretação dos resultados e finalmente as técnicas de produção cartográfica com recurso aos *softwares* especializados.

Capítulo 5 apresenta os resultados alcançados e é subdividido em cinco subcapítulos, dos quais os primeiros quatro subcapítulos contém os resultados da caracterização geral da sondagem analisada, incluindo a caracterização litoestratigráfica, textural, os resultados geoquímicos e morfoscópicos, enquanto no último subcapítulo são apresentados os resultados da análise morfoscópica e microtextural detalhada da seção sedimentar denominada *E* (*Events*).

Capítulo 6 contém a discussão dos resultados e um estudo comparativo dos resultados microtexturais obtidos no depósito de *tsunami* do Rio Alcabrichel com outros depósitos análogos de *tsunami* de AD 1755 dos diferentes locais da costa algarvia.

Capítulo 7 apresenta as conclusões obtidas em diferentes fases deste estudo e o trabalho futuro que poderá a ser desenvolvido no contexto do Ordenamento do Território.

Por fim são apresentadas as referências bibliográficas citadas ao longo da tese e seguidas por um conjunto de dados utilizados apresentados nos anexos, incluindo um Atlas dos grãos de quartzo analisados.

Capítulo 2

ENQUADRAMENTO TEMÁTICO

2.1. INUNDAÇÃO MARINHA EXTREMA

2.1.1. Caracterização física dos *tsunamis*

Os *tsunamis* são uma sucessão de ondas com grande concentração de energia que podem ocorrer nos oceanos. Em contraste com as ondas superficiais geradas pelo vento ou pela atração gravitacional do sol e lua (marés), as ondas de *tsunami* são distintas no seu modo de geração e nas suas características físicas; são geradas sobretudo por terremotos no fundo do oceano e com menos frequência por deslizamentos de terra submarinos, vulcões ou impactos de asteróides. Ao contrário das ondas superficiais, que perturbam apenas a camada superficial, a energia associada às ondas de *tsunami* afeta toda a coluna da água, desde o fundo oceânico até a superfície. Relativamente às suas características físicas, têm períodos, velocidades e comprimentos de onda de dez a cem vezes superiores às ondas superficiais (Ward, 2010), com consequências devastadoras nas áreas costeiras.

Apesar da sua alta velocidade, que pode exceder 700 km por hora, comprimentos superiores a 150 km e períodos de 120-150 minutos (Goff e Dominey-Howes, 2013), a onda de *tsunami* não é considerada perigosa em águas profundas. No mar alto, as ondas de *tsunami* têm alturas de aproximadamente 0,5 m e criam apenas uma ligeira deformação da superfície oceânica, pelo que, muitas vezes passam despercebidas. Foi provavelmente esta razão pela qual lhe foi atribuída o nome de origem japonesa traduzido literalmente "onda do porto", por "acelerar silenciosamente através do oceano e surgir inesperadamente nas águas costeiras" (González, 1999).

Para perceber o comportamento e os mecanismos da onda do *tsunami* é importante compreender a física dos *tsunamis*. Segundo González (1999) a física do *tsunami* implica a sobreposição de três processos físicos distintos: i) a geração de uma forte perturbação da coluna da água; ii) a propagação da onda desde o oceano aberto até as águas muito pouco profundas junto a costa e iii) inundação das áreas emersas.

Segundo este autor, a geração é o processo pelo qual uma perturbação do fundo do mar provoca uma remodelação da superfície em função das suas causas (discutidas no próximo subcapítulo). A propagação é a fase melhor entendida e representa o transporte da energia do local da geração através de ondulações da água. Na área de geração, a altura da onda é muito baixa comparada com o comprimento da onda e com a profundidade da água e, por esta razão, muitos investigadores aplicam a teoria linear da propagação das ondas, segundo a qual quanto maior for a profundidade da água e o seu comprimento da onda, mais rápida será a propagação do *tsunami* (González, 1999).

Considerando que a altura da onda não afeta o seu comportamento é possível afirmar que a velocidade da onda é estritamente dependente da profundidade da água e é descrita pela equação geral de propagação da onda em águas muito pouco profundas:

$$v = \sqrt{gH}$$

em que v é a celeridade da onda (ms^{-1}), H é a altura da coluna da água (m) e g é a aceleração de gravidade ($9,8 \text{ ms}^{-2}$).

À medida que as ondas viajam em águas pouco profundas, a diminuição da coluna da água provoca por um lado a refração das ondas originando mudanças da direção e, por outro lado, um abrandamento da celeridade das ondas diminuindo a distância entre elas, gerando o processo chamado empolamento. Em consequência, estes dois processos provocam a concentração da mesma quantidade da energia num volume da água menor, criando desta forma ondas mais altas e mais rápidas.

A última fase do *tsunami*, a inundação compreende dois processos distintos: o alcance vertical da onda (*run-up*) que pode atingir algumas dezenas de metros e o alcance horizontal, que pode penetrar centenas de metros para o interior. Ambos os processos são influenciados pela batimetria da plataforma continental e pela morfologia do setor costeiro, pela existência ou não de obstáculos naturais (arribas) que impedem o avanço da água sobre a terra. No caso dos *tsunamis* gerados pelos terremotos com o hipocentro localizado em zona da subdução, o deslocamento da crosta eleva o fundo do oceano e provoca um empolamento da área emersa, proporcionando uma propagação das ondas com uma crista do lado do mar e uma cava para o lado terrestre, razão pela qual um mar recuado precede às vezes um *tsunami* (Gozález, 1989).

A estas três fases alguns autores acrescentam ainda uma quarta fase, dominada por tração, por vezes negligenciada (Einsele, 1996; Dawson e Stewart, 2007), durante a qual o recuo das águas gera turbidez e correntes fortes designadas também por *backwash* que se movem em direção ao mar. A força da corrente de retorno é um resultado da topografia costeira, i.e. quanto maior for a inclinação da planície costeira, mais forte será o refluxo (Bahlburg e Spiske, 2011).

Os mecanismos de deposição/erosão dos sedimentos depositados pela onda de *tsunami*, bem como os critérios utilizados para identificação destes depósitos serão abordados mais adiante.

2.1.2. Causas dos *tsunamis*

Os *tsunamis* são gerados por qualquer processo que provoca uma perturbação das massas da água do seu estado de equilíbrio. As principais causas geradoras dos *tsunamis* são relacionadas com os processos físicos como: (i.) terremotos; (ii.) erupções vulcânicas; (iii.) deslizamentos de terra ou com processos de origem extraterrestre como (iv.) impactos de asteróides.

i. Terramotos

Os terremotos estão ligados aos movimentos tectónicos da litosfera terrestre provocados pelo jogo das falhas ou fraturas. Esta rotura produz uma libertação quase instantânea de energia sob a forma de ondas sísmicas, provocando o deslocamento da superfície e criação de escarpas. Quando estes fenómenos ocorrem no fundo do oceano, há uma transferência da energia e consequentemente uma deslocação da massa da água.

Movimentos tectónicos ocorrem em todas as partes do mundo onde existem falhas ativas ou no contato das placas tectónicas, mas a maioria dos *tsunamis* transoceânicos são gerados pelos sismos das zonas de subdução cujas roturas podem ter uma extensão de várias centenas de quilómetros ao longo das fossas oceânicas (Ward, 2002; Dawson e Stewart, 2007). Os terremotos produzem 80%-90% dos *tsunamis* (Ward, 2010) e as suas características determinam muitas vezes as características da propagação das ondas, ou seja quanto maior for a força sísmica, isto é, quanto maior for a energia libertada, maior será a onda de *tsunami*.

Há muitos exemplos de *tsunamis* catastróficos gerados pelos terremotos que ocorreram durante este século (Tabela I), sendo o mais recente, o de 11 de Março de 2011 no Japão, gerado na sequência de um sismo de $M_w=9.0$ que afetou mais de 2.000 km da costa pacífica do Japão, provocando mais de 15.000 vítimas mortais (Mori e Takahashi, 2012).

Tabela I- Principais *tsunamis* do século XXI. Adaptado de Levin e Nosov, 2015

Nº	Data	Magnitude do sismo (M_w)	Altura máxima de ondas (m)	Número de vítimas	Localização do evento
1	23/06/2001	8.4	8,8	26	Peru
2	24/12/2004	9.1	50,9	227899	Indonésia, Sumatra
3	17/07/2006	7.7	20,9	802	Indonésia, Sul de Java
4	15/11/2006	8.3	21,9	0	Rússia, Centro de Ilhas Curilas
5	13/01/2007	8.1			
6	01/04/2007	8.1	12,1	52	Ilhas Salomão
7	21/04/2007	6.2	7,6	10	Chile
8	15/08/2007	8.0	10,05	3	Peru
9	29/09/2009	8.1	22,35	192	Samoa
10	27/02/2010	8.8	29	156	Chile
11	25/10/2010	7.8	16,9	431	Indonésia, Sumatra
12	11/03/2011	9.0	55,88	18482	Japão
13	28/10/2012	7.7	12,98	1	Canadá, Colúmbia Britânica
14	06/02/2013	7.9	11	10	Ilhas Salomão
15	01/04/2014	8.2	4,4	0	Chile

ii. Deslizamentos

Os deslizamentos podem causar subsidência da faixa costeira, danificar as infraestruturas das áreas submersas e provocar *tsunamis*.

Os *tsunamis* gerados pelos deslizamentos são geralmente destruidores, porque as ondas iniciais junto à origem formam uma parede de água tão alta quanto a espessura da massa deslizante (Ward, 2010). Contudo, só uma pequena porção da energia gravitacional desta massa (aproximadamente 15%) é transferida para a água e neste caso as ondas atenuam muito mais rapidamente do que em caso dos *tsunamis* gerados pelos terremotos (Dawson e Stewart, 2007).

Alguns exemplos de *tsunamis* provocados pelos deslizamentos são o evento de 1928 de Grand Banks (na costa americana) e de 1998 de Papua Nova Guiné (Ward, 2010). Outros estudos referem o evento tsunamigénico ocorrido em Storrega na costa de Noruega datado de cerca 8200 cal BP, gerado provavelmente por um segundo deslizamento submarino (Dawson *et al.*, 1988) que terá causado um *tsunami* transatlântico. Este evento tsunamigénico é considerado um dos mais estudados e melhor compreendido, com um registo sedimentar bem preservado na costa da Noruega, Escócia e Ilhas Faroé.

iii. Erupções vulcânicas

As erupções vulcânicas podem provocar o colapso da cratera vulcânica ou escoadas de detritos, desabamentos e deslizamentos promovendo a ocorrência de *tsunamis*. De acordo com o "Catálogo de vulcões submarinos e fenómenos hidrológicos associados aos eventos vulcânicos" da base de dados NGDC/WDS (*Nacional Data Center/ World Data Service*) ocorreram muitas situações de colapso, fenómenos bastantes comuns para muitos vulcões, como os de Ilhas Aleutas, Havai, Antilhas Pequenas, Japão, etc.

McCoy e Dunn (2002) afirmam que um dos maiores *tsunamis* da história relacionados com os eventos vulcânicos foi o *tsunami* associado à erupção do vulcão Santorini, no Mediterrâneo (≈ 1630 BC). Os estudos mais recentes a partir das cinzas vulcânicas indicam uma deposição destas cinzas por toda a Ilha de Creta, ao longo da Anatólia Ocidental e até o norte e noroeste do Mar Negro. A erupção devastou toda a Ilha de Santorini e considera-se que este evento inspirou a história mítica da Atlântida (Lilley, 2007).

Ward e Day (2001) e Ward (2010) formularam a hipótese de ocorrer no futuro um cenário muito semelhante nas Ilhas Canárias. De acordo com estes autores, o vulcão Cumbre Vieja cresceu de forma constante nos últimos 125 mil anos e durante a erupção de 1949, uma falha quebrou a sua superfície ao longo da crista do vulcão, criando uma escarpa com uma extensão de 4 km e um desnível de aproximadamente 4-5 m, que poderá provocar um colapso catastrófico do seu flanco ocidental, deixando cair no mar uma massa de 150 a 500 km³. Considerando o pior cenário em termos de volume, estes autores afirmam que se os 500 km³ de massa deslizante caíssem no mar a 100 ms⁻¹ poderiam gerar um

megatsunami com ondas locais de aproximadamente 100 m de altura, que iriam viajar ao longo de Atlântico, chegando até a costa americana com alturas de 10 a 25 m. Porém, há muitas controvérsias sobre a ameaça apresentada pelo Cumbre Vieja e considera-se que o colapso não é iminente, podendo levar vários ciclos eruptivos ao longo de muitos milhares de anos.

iv. Impactos de asteróides

Os asteróides, cometas ou meteoritos podem provocar eventos catastróficos e gerar *tsunamis* aquando da colisão com o oceano. Ao longo do tempo foram encontradas muitas evidências que documentam impactos dos corpos extraterrestres.

Um dos eventos mais catastróficos da história da Terra foi gerado pela colisão de um enorme asteróide ou cometa com diâmetro de aproximadamente $10 \text{ km} \pm 4 \text{ km}$ (Alvarez *et al.*, 1980) que ocorreu há 65 milhões de anos (Cretácico) e que terá provocado a extinção de inúmeras espécies. Felizmente estes eventos são de muita baixa frequência, pelo que, os estudos realizados concentram-se sobretudo nos impactos de asteróides de dimensão moderada de diâmetro de 30 a 500 m.

Considera-se que os meteoritos de dimensão moderada colidem com os oceanos em cada 1000-100 000 anos (Ward e Asphaug, 2002) e os *tsunamis* resultantes são muitos mais catastróficos do que os gerados pelos fenómenos geológicos mais frequentes como terremotos, deslizamentos ou erupções vulcânicas. Foram realizados vários modelos para determinar a altura das ondas de *tsunami* a partir do diâmetro da área de impacto que resulta da colisão de um asteróide. Baseados nos modelos matemáticos, Ward (2000) e Ward e Asphaug (2002) concluíram que o asteróide Eltanin, que terá caído há 2,5 Ma no Pacífico de Sul, teve uma área de impacto entre 1 e 4 km de diâmetro e teria originando um *megatsunami* com ondas de 200-300 m na Península Antártica e América de Sul, atingindo ainda a costa da Nova Zelândia, a 6000 km distância, com ondas de 60 m de altura.

Em suma, é possível afirmar que independentemente das suas causas, os *tsunamis* podem causar danos severos nas áreas litorais e provocar um elevado número de vítimas. Neste sentido torna-se imprescindível conhecer a distribuição global destes eventos (Figura 2), a frequência da ocorrência dos respetivos eventos e as suas principais causas.

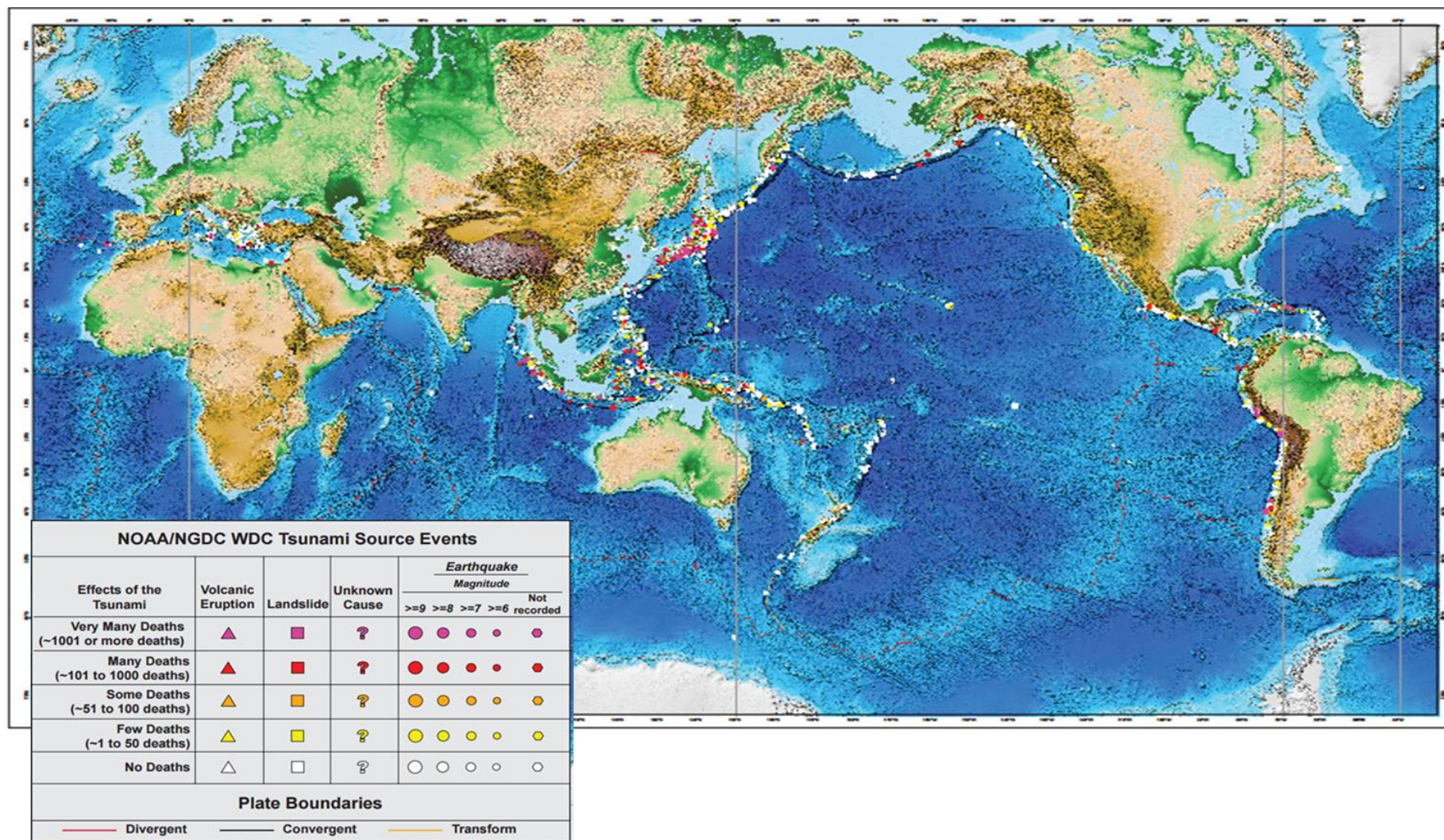


Figura 3- Localização dos tsunamis ocorridos entre 1650 B.C e A.D. 2008 provocados por: sismos, vulcões, deslizamentos e por outras causas. Do total de 2000 eventos da Base de Dados de NGDC, mais de 1100 eventos estão representados no mapa. A nível global, destes eventos 73% ocorrem no Oceano Pacífico, 14% no Mediterrâneo, 6% no Mar de Caribe e Oceano Atlântico, 5% no Oceano Índico, e 2% no Mar Negro. A maioria dos *tsunamis* representados foi gerada pelos sismos (83%), terramotos que causaram deslizamentos (6%), outros deslizamentos (2%), erupções vulcânicas (6%), e causas desconhecidas (3%). Fonte: NOAA. NGDC/WDS (Global Historical Tsunami Database) de 2015

2.1.3. Quantificação dos *tsunamis*: magnitude vs intensidade

Os dois parâmetros importantes medidos no estudo dos *tsunamis* são a magnitude e a intensidade. Tal como no caso de sismos, a existência de diversas escalas de classificação de *tsunamis* é extremamente importante para estudar os respetivos eventos.

A primeira escala para quantificar os *tsunamis* foi proposta por Sieberg em 1927, mas foi posteriormente modificada por N. Ambraseys em 1962 (Papadopoulos e Imamura, 2001). Esta escala ficou conhecida como escala Sieberg-Ambraseys, uma escala típica de intensidade baseada essencialmente nos efeitos do *tsunami* sobre a costa. Desde então, foram propostas várias escalas em todo o mundo, quer de magnitude, quer de intensidade para quantificar os eventos tsunamigénicos e alguns exemplos encontram-se reunidos na Tabela II.

Tabela II- Exemplos de escalas de intensidade e de magnitude de *tsunami*. Adaptado de Papadopoulos e Imamura, 2001

Data	Escalas de magnitude	Fórmula
1963	Lida-Imamura	$M_t = \log_2 H_{max}$ <p>Em que M_t é a magnitude do <i>tsunami</i> e H_{max} é altura máxima das ondas observadas ou medidas junto a costa</p>
1979	K. Abe	$M_t = a \log H + b \log \Delta + D$ <p>em que H é a amplitude máxima em m, medida por marégrafo, Δ é a distância (km) do epicentro do sismo até a estação de medição e a, b e D são constantes.</p>
1980	Murty e Loomis	$ML = 2 \log E - 19$ <p>em que ML é a magnitude do <i>tsunami</i> e E representa energia potencial do <i>tsunami</i> medida em <i>erg</i>.</p>
Data	Escalas de intensidade	Fórmula
1970	Soloviev	$i_s = \log 2\sqrt{2} (h)$ <p>em que h é altura média das ondas (m) medida na costa.</p>
1993	Shutto	$i = \log_2 H$ <p>em que H é a altura local da onda do <i>tsunami</i>.</p>

Num estudo mais recente, Papadopoulos e Imamura (2001) introduziram uma nova escala de intensidade consistentes com as 12 classes de intensidade sísmica, estabelecidas e utilizadas na Europa e América nos últimos 100 anos. A nova escala é subdividida segundo a) efeitos nos humanos; b) efeitos nos objetos ou ambiente; c) danos no edificado (Tabela III) e é baseada em três princípios: i) independência dos parâmetros físicos como a amplitude e altura das ondas; ii) a suscetibilidade, relacionada com a incorporação de um número elevado de classes que permite a maior discriminação dos efeitos e iii) a descrição detalhada de cada classe, considerando o risco e a vulnerabilidade das pessoas e do território.

Tabela III - Escala de intensidade do *tsunami*. Adaptado de Papadopoulos e Imamura (2001)

Escala	Efeitos nos humanos	Efeitos nos objetos ou ambiente	Danos no edificado
I Não sentido	Não sentido	Sem efeito	Sem danos
II. Pouco sentido	Sentido por poucas pessoas a bordo das pequenas embarcações e não sentido na costa.	Sem efeito	Sem danos
III Fraco	Sentido pela maioria das pessoas a bordo de pequenas embarcações. Observado por poucas pessoas na costa.	Sem efeito	Sem danos
IV. Largamente observado	Sentido pela maioria das pessoas a bordo de pequenas embarcações e por algumas pessoas nas grandes embarcações. Observado pela maioria na costa.	Danos em algumas embarcações pequenas	Sem danos
V. Forte	Sentido pelas pessoas a bordo de grandes embarcações e na costa. Algumas pessoas em estado de alerta.	Embarcações pequenas movem-se fortemente e são sujeitas à colisão. Acumulações de areia são deixadas em terra. Limite de inundação coincide com as áreas cultivadas	Limite de inunda�o perto de equipamentos próximos � costa (e.g. jardins etc.)
VI. Ligeiramente danoso	Muitas pessoas assustadas correm para as áreas mais altas.	Quase todas as embarca�es se movem violentamente e colidem umas com as outras	Danos e inunda�o em algumas estruturas de madeira, mas a maioria dos edifícios de alvenaria resiste.

VII Danoso	Todas as pessoas correm para as áreas mais elevadas	Muitas embarcações pequenas sofrem danos e as grandes movem-se violentamente, mas os objetos de dimensão moderada ainda estão estáveis. Acumulações de areia e seixos, algumas instalações de aquacultura são danificadas.	Estruturas de madeira danificadas, demolidas e/ou levadas pelas águas. Danos e inundações de 1º grau nos edifícios de alvenaria
VIII. Muito danoso	Todas as pessoas correm para as áreas elevadas e algumas são levadas pelas águas	Todas as embarcações pequenas sofrem danos severos e são levadas pelas águas e as grandes colidem umas com as outras; objetos de grande dimensão são levados. Há erosão severa da praia e inundações intensas. As instalações de aquacultura são muito danificadas e há danos ligeiros nas áreas de abrigo.	Todas as estruturas de madeira são destruídas e levadas pelas águas. Danos de 2º grau nos edifícios de alvenaria. Muitos edifícios de betão armado são danificados e sofrem inundações de 1º grau.
IX. Destrutivo	Muitas pessoas são levadas pelas águas	Todas as embarcações pequenas são demolidas e as grandes colidem violentamente, algumas são gravemente danificadas. Há erosão severa da praia e subsidência local do solo. Destruição parcial das áreas de abrigo e das instalações de aquacultura.	Danos de 3º grau em maioria dos edifícios de alvenaria e danos de 2º grau em algumas edificações de betão armado.
X. Muito destrutivo	Pânico geral, quase todas as pessoas são levadas pelas águas.	Grandes embarcações colidem violentamente umas com as outras ou com o edificado. Alguns blocos antes submersos são movidos para a terra. Esmagamento de carros, derrame de petróleo, incêndios, subsidência extensiva do solo.	Danos de 4º grau em muitos edifícios de alvenaria e de 3º grau em alguns edifícios de betão armado. Colapso de aterro.
XI Devastador	–	Comunicações vitais interrompidas, grandes incêndios. O fluxo de recuo leva grandes objetos para o mar. Blocos de grandes dimensões são movidos para terra	Danos de 5º grau em quase todos os edifícios de alvenaria. Alguns edifícios de betão armado sofrem danos de 4º grau, mas muitos sofrem danos de 3º grau.
XII. Completamente devastador	–	–	Praticamente todos os edifícios de alvenaria destruídos e a quase todos de betão armado sofrem pelo menos danos de 3º grau.

2.1.4. Avaliação do perigo dos *tsunamis*

Um dos assuntos mais importantes nos estudos de *tsunamis* está relacionado com a avaliação do perigo de *tsunami*.

A última década testemunhou avanços consideráveis na mitigação dos riscos de *tsunamis*, utilizando modelos matemáticos computacionais que permitiram avaliar a altura das ondas esperadas, considerando o conhecimento da ocorrência de um determinado sismo potencialmente perigoso, a distância entre o epicentro e a costa e, em alguns casos, o intervalo de tempo decorrido entre o sismo e a chegada das ondas à costa.

Prever *tsunamis* é uma tarefa muito difícil, uma vez que na maioria dos casos são consequências de sismos, ou seja, de fenómenos naturais menos previsíveis. No entanto, muitas cientistas têm tentado desenvolver novas técnicas que ajudem a compreender o comportamento dos *tsunamis*. Os investigadores estão particularmente interessados nas características da inundação referente à distância horizontal penetrada para o interior e a distância vertical alcançada pela onda do *tsunami* (*run-up*). Atualmente, muita investigação incide sobre os sistemas de alerta de *tsunamis*, criados sobretudo para os detetar com alguma antecedência e emitir avisos de modo a evitar perdas humanas e danos materiais. Esta é de fato a missão de vários centros de alerta dos *tsunamis* como o Centro de Alerta de *Tsunami* do Pacífico (PTWC) da NOAA (*National Oceanic e Atmospheric Administration*). Segundo Ward, (2010) o PTWC obteve uma previsão do *run-up* de *tsunami* em tempo quase real no caso de terramoto de 29 de setembro de 2009 e emitiu avisos precisos para a ocorrência de *tsunami* para locais a mais de 2000 km distância do epicentro. Entre os vários modelos existentes capazes de detetar e simular *tsunamis*, o mais conhecido é o modelo NOAA-SIFT desenvolvido pelo *Pacific Marine Environmental Laboratory* (PMEL) da NOAA. SIFT (Previsão da Inundação do *Tsunami*) é um instrumento operacional que utiliza a rede boia DART (Ward, 2010) e fornece previsões bastante rápidas e precisas (Gica *et al.*, 2008).

Os modelos de simulação de *tsunamis* são largamente utilizados em todo o mundo e têm como objetivo essencial a mitigação do risco de *tsunamis* futuros. Ao mesmo tempo, os modelos físicos de geração e propagação das ondas do *tsunami* aplicam-se também aos *tsunamis* históricos, avaliando desta forma os possíveis impactos. Na Península Ibérica, destaca-se o trabalho de Heinrich *et al.*, (1994) que realizaram uma simulação do *tsunami* de 28 Fevereiro de 1969 gerado na sequência de um sismo de $M_w = 7,9$ ocorrido a sul de Banco de Gorringe e que afetou as costas de Portugal, Espanha e Marrocos. Outros autores (Baptista *et al.*, 2003) aplicaram a modelação numérica para reavaliar a fonte do *tsunami* de AD 1755, sendo proposta como possível fonte para este evento a Falha de Marquês de Pombal e o Banco de Guadalquivir. Embora em muitas partes do mundo, o tempo disponível entre a origem e a chegada de um *tsunami* possa ser muito reduzido, é importante desenvolver um sistema de alerta eficaz que permita uma melhor resposta dos serviços de emergência e proteção civil.

2.2. IDENTIFICAÇÃO DOS DEPÓSITOS DE TSUNAMIS

2.2.1. Mecanismos de deposição/ erosão dos sedimentos de *tsunami*

O estudo da sedimentação associada a eventos extremos como *tsunamis* é crucial para determinar a frequência da ocorrência e a magnitude destes eventos com maior precisão possível. Ao contrário da primeira fase (a geração) com implicações apenas na magnitude do *tsunami*, as últimas três fases (a propagação, a inundação e o recuo das águas) são propensas em deixar assinaturas sedimentares (Dawson e Stewart, 2007). Concretamente, durante a propagação, os sedimentos do fundo do mar podem ser perturbados e mobilizados e o seu transporte pode, por um lado, causar erosão e, por outro, formas de deposição.

Baseados nestes processos, Jaffe e Gelfenbaum (2007) concluíram que a sedimentação tsunamigénica pode ser constituída por: i) uma zona de erosão provocada pela aceleração do *tsunami* sobre terra; ii) uma ampla zona de deposição que se inicia com a desaceleração do fluxo e que continua com a deposição por decantação dos sedimentos em suspensão, quando a velocidade do fluxo tende para zero; e iii) uma zona estreita perto do limite da inundação que não apresenta nem erosão, nem deposição (Figura 4).

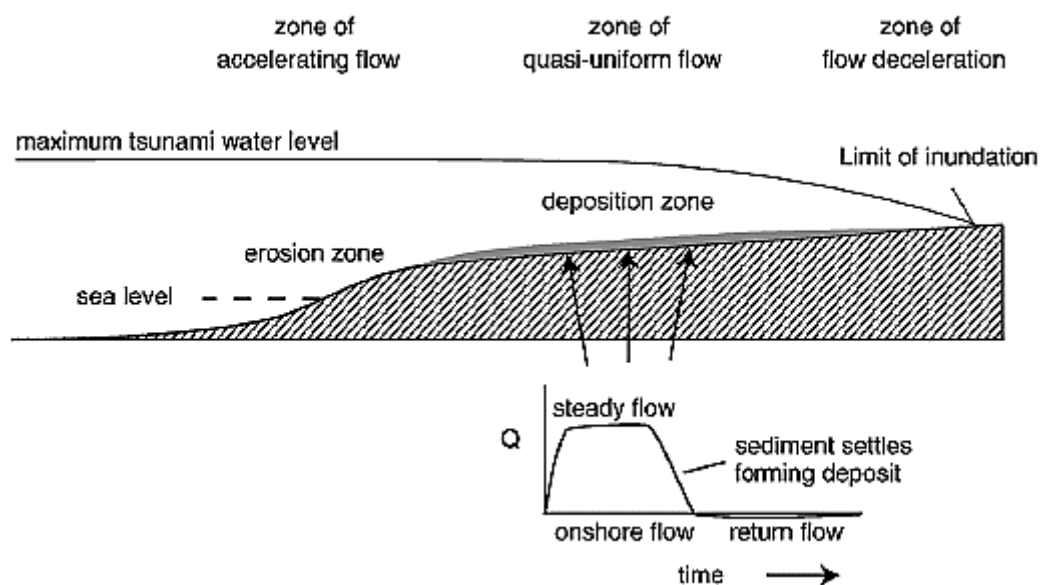


Figura 4- Modelo conceptual da sedimentação do tsunami. O depósito é quase uniforme e é formado na zona de fluxo por decantação dos sedimentos em suspensão quando a velocidade do fluxo tende para zero, até o limite da inundação.

O fluxo de retorno é fraco e concentra-se em áreas deprimidas e não provoca muita erosão ao depósito formado.

Retirado de Jaffe e Gelfenbaum, 2007

Na prática, o processo de sedimentação pode ser ainda mais complexo devido ao transporte dos sedimentos transportados pelas ondas de retorno (*backwash*) que se seguem à inundação. Segundo o modelo acima descrito, o escoamento de retorno não provoca muita erosão, sendo um fluxo lento e concentrado nas áreas topograficamente mais deprimidas. Contudo, nestas áreas, a aceleração do fluxo de retorno geram correntes de tração (Einsele *et al.*, 1996, Dawson e Stewart, 2007) (Figura 5) e, nestas circunstâncias, correntes fortes podem fluir de terra para o mar, causando uma erosão adicional e redeposição dos sedimentos (Dawson e Shi, 2000).

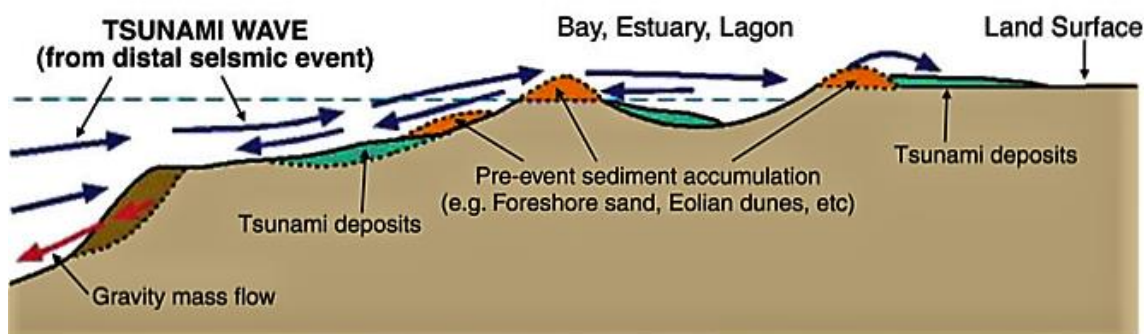


Figura 5- Modelo conceptual de erosão e sedimentação tsunamigénica. Retirado de Dawson e Stewart (2007) adaptado de Einsele *et al.* (1996).

Por esta razão, o fluxo de retorno pode incluir uma mistura de várias componentes sedimentares, constituída por sedimentos terrestres, restos de plantas, macrofósseis e detritos antropogénicos das áreas costeiras (Dawson e Shi 2000; Bahlburg e Spiske 2011). Durante a fase de tração, o fluxo de retorno pode avançar ainda para o largo, gerando correntes de turbidez (Dawson e Stewart, 2007), que se deslocam para o mar em direção à região abissal.

Resumido, a velocidade do fluxo de retorno depende de topografia costeira que desempenha um papel muito importante no transporte dos sedimentos (Hindson e Andrade, 1999; Paris *et al.*, 2010), com consequências geomorfológicas e sedimentológicas significativas. O mesmo foi concluído por Costa (2012), considerando que a natureza dos depósitos de *tsunami* varia muito com a morfologia costeira, a altura das onda, o *run-up* e com a disponibilidade de sedimentos existentes num determinado setor costeiro, sendo que as pequenas variações nos processos de deposição e no fornecimento dos sedimentos podem ter consequências geomorfológicas e sedimentológicas significativas.

Concluindo, os sedimentos de retorno podem diferir significativamente dos sedimentos de inundação. Logo, se um depósito de refluxo for mal interpretado, os modelos numéricos neles baseados podem dar estimativas erradas da magnitude de *tsunami*.

2.2.2. Assinaturas sedimentológicas dos depósitos de *tsunami*

Tsunamis, como todos os eventos naturais, precisam de uma rigorosa observação e análise que ajude a compreender os seus mecanismos e permita desenvolver modelos e cenários para mitigar os impactos. Os registos geológicos representam uma ferramenta muito poderosa que fornece informações úteis para avaliar a ocorrência de um *tsunami* num determinado local, a sua magnitude e o intervalo de recorrência.

Na literatura dedicada ao registo geológico de deposição tsunamigénica, foram estabelecidos um conjunto de critérios utilizados para o reconhecimento destes depósitos: estratigráficos, granulométricos, paleontológicos, geoquímicos, e mais recentemente, o cortejo de minerais pesados e as características micromorfológicas dos grãos de quartzo podem indicar também uma particularidade específica destes sedimentos.

i. Critérios litoestratigráficos

As evidências geológicas da deposição tsunamigénica focam-se sobretudo em aspetos relacionados com a litoestratigrafia que representa um dos melhores critérios que permite identificar unidades sedimentológicas distintas associadas a estes eventos extremos de inundação. Estes vestígios são por vezes encontrados em ambientes de baixa energia, no interior dos estuários, nos corpos lagunares e nas planícies aluviais com elevada taxa de sedimentação que fornecem contextos favoráveis à sua preservação.

Um dos trabalhos pioneiros sobre a interpretação litoestratigráfica foi o estudo de Atwater (1987) que observou lâminas anómalas de areia no topo de algumas planícies do estado de Washington, enterradas provavelmente pela rápida subsidência tectónica de 0,5 a 2 m dos últimos 7000 anos. As lâminas de areia foram interpretadas como sedimentos de *tsunamis* pré-históricos ocorridos na sequência da intensa atividade sismogénica.

Na Europa, vários autores (Bondevik *et al.*, 1997; Dawson *et al.*, 1998; Dawson e Smith, 2000; Dawson e Shi, 2000) utilizaram os critérios estratigráficos para estudar a costa de Noruega e da Escócia e identificaram uma lâmina arenosa associada ao depósito de *tsunami* pré-histórico resultado de pelo menos um deslizamento submarino que ocorreu há cerca 8200 anos cal. BP na margem continental a oeste da Noruega.

A literatura portuguesa sobre as assinaturas geológicas dos *tsunamis* inclui inúmeros trabalhos que referenciam os critérios litoestratigráficos para identificação destes depósitos. Destacam-se os estudos realizados em vários locais da costa algarvia, como Boca do Rio, Martinhal, Ria Formosa, Lagoa dos Salgados no sul de Portugal, onde vários autores (Andrade, 1994; Hindson *et al.*, 1996; Hindson e Andrade, 1999; Andrade *et al.*, 2004; Costa, 2006; Costa *et al.*, 2010; Costa *et al.*, 2012a; 2012b; Font *et al.*, 2013; Costa *et al.*, 2015) concluíram que a sequência sedimentar apresenta um perfil vertical descontínuo, com

intercalação de uma camada de areia de origem marinha depositada em condições hidrodinâmicas extremas, sendo associada ao *tsunami* de 1 de novembro de 1755.

Resultados semelhantes baseados nos critérios estratigráficos foram obtidos também nos locais da costa ocidental portuguesa, na Lagoa de Óbidos (Costa, 2006) e no Estuário do Rio Tejo (Andrade *et al.*, 2003; Ramos-Pereira *et al.*, 2016).

A característica mais frequente dos depósitos de *tsunami* é dada pela existência de uma unidade marcada pela deposição de vários componentes sedimentares que denota os intensos processos de erosão, deposição e redeposição ocorridos durante o evento e a qual aparece intercalada entre depósitos mais finos, nomeadamente lagunares e/ou estuarinos. Esta unidade é interpretada como depósitos de *tsunami* e reflete a resposta às condições ambientais de elevada energia das ondas.

Ramos Pereira *et al.* (2009; 2010; 2016) identificaram o depósito de *tsunami* de 1755 na área urbana do Belém (tsunamito de Belém), numa sequência sedimentar constituída por (de base para o topo): sedimentos cascalhentos rolados de basalto imbricados para o Tejo com uma matriz arenosa quase inexistente; areia de média a fina com leitos de minerais pesados em forma de cunha que termina para terra; material cascalhento, diferente de o da base constituído por seixos bem rolados de basalto e calcário, dispostos de forma caótica; areia idêntica a uma praia estuarina e no topo aterro. A datação por radiocarbono efetuada em dois esqueletos encontrados junto ao tsunamito, aponta para uma idade do século XVIII.

É importante salientar um aspeto importante relacionado com a estratigráfica dos depósitos de *tsunami*, dado pela presença, embora não muito frequente, de subunidades que indicam ondas sucessivas de fluxo e retorno e a presença de erosão no contacto basal com a unidade subjacente (Costa, 2006).

Outra característica da unidade tsunamigénica é a distribuição geométrica em forma de cunha (ou bisel), ou seja com maior espessura junto a costa, onde pode ter algumas dezenas de centímetros, diminuindo gradualmente para o interior atingindo espessuras de poucos milímetros antes de desaparecer por completo (Ramos- Pereira *et al.*, 2009, 2010, 2016; Costa *et al.*, 2010; 2012a).

Para além dessas características, os depósitos tsunamigénicos podem apresentar indícios de deformação sedimentar de origem sismogénica referenciada como *soft-sediment deformation* (Ribeiro e Terrinha, 2007) ou sismo (Ramos- Pereira *et al.*, 2009; Araújo-Gomes, 2013).

Designam-se por sismitos os depósitos não consolidados que foram submetidos a deformações causadas por sismos de grande magnitude (Araújo-Gomes, 2013). Concretamente, estas deformações são consideradas pós-deposicionais, desenvolvidas em sedimentos finos não consolidados e pouco compactados e, na maioria dos casos, estão saturados em água (Araújo-Gomes, 2013). Segundo este autor, este tipo de deformações é associado aos fenómenos de fluidificação e liquefação, em que a água tem um papel fundamental.

As deformações encontradas em Belém (Ramos-Pereira *et al.*, 2016), visíveis sobretudo nas areias ricas em minerais pesados são associadas aos movimentos bruscos provocados por uma perturbação mecânica (e.g. sismos). Quando afetadas por estes movimentos, as areias sofrem liquefação, i.e., a passagem de um sedimento de um estado sólido para líquido, que provoca a redução de rigidez dos sedimentos devido à geração de pressões intersticiais durante a ocorrência dos sismos. Ora, esta liquefação promove a expulsão de bolhas de ar e água (escape de fluidos) (Ramos-Pereira, *et al.*, 2016), conduzindo ao arraste de partículas e subidas repentinas de água intersticial, desencadeadas pelos movimentos sísmicos. Com estes movimentos, o material sedimentar é expelido rapidamente, deixando marcas deste fluxo de ejeção que podem ser verticais, oblíquas à estratificação ou horizontais, perturbando a sua disposição original (Araújo-Gomes, 2013) (ver pormenor das deformações dos leitos de minerais pesados por liquefação em Ramos-Pereira *et al.*, 2016).

Em conclusão, o critério litoestratigráfico representa o primeiro critério utilizado na identificação dos depósitos de *tsunamis*. Considerando o que foi exposto anteriormente, é possível afirmar que os depósitos tsunamigénicos apresentam características peculiares que resultam dos processos físicos aos quais estão sujeitos durante um evento extremo de inundação marinha como os *tsunamis*.

ii. Critérios granulométricos

Como já foi referido, a identificação dos depósitos de *tsunamis* utilizando os critérios litoestratigráficos baseia-se sobretudo na observação visual de *fácies* sedimentares. Quando o depósito é constituído por material cascalhento, distinguir a unidade tsunamigénica das unidades enquadrantes não é uma tarefa muito difícil.

No entanto, na maioria dos ambientes litorais (nos estuários, planícies aluviais ou lagunas costeiras), os sedimentos disponíveis são constituídos por areia e material fino (silte e argila), dificultando a interpretação paleoambiental e neste caso, as características dimensionais dos grãos de areia podem trazer informações valiosas, refletindo por um lado a origem dos sedimentos deslocados e por outro lado as condições hidrodinâmicas de sedimentação (Goff *et al.*, 2012).

Em termos gerais, o tamanho médio dos grãos e a espessura dos depósitos de *tsunamis* diminui com o afastamento da linha de costa. Durante a inundação as partículas sedimentares são transportadas em suspensão e a sua decantação livre na coluna da água relaciona-se com a diminuição da turbulência do fluxo que se traduz numa deposição de sedimentos finos no topo do depósito (Chagué-Goff *et al.*, 2011).

Muitas abordagens têm sido aplicadas na análise granulométrica dos sedimentos e vários parâmetros estatísticos como média, desvio padrão, assimetria, curtose, são normalmente calculados para descrição e interpretação das condições ambientais de sedimentação.

De acordo com Scheffers e Kelletat (2003), 45% da literatura sobre o tema incide sobre a análise dos sedimentos finos e inclui inúmeros trabalhos que estão focados sobretudo na análise destes sedimentos: Dawson *et al.*, 1988; Long *et al.*, 1989, 1995, 1996; Darienzo e Peterson, 1990; Minoura e Nakaya, 1991; Andrade, 1992; Atwater, 1992; Bourgeois, 1993; Yeh *et al.*, 1993; Clague *et al.*, 1994; Minoura *et al.*, 1994; Sato *et al.*, 1995; Shi *et al.*, 1995; Bondevik, 1996; Hindson *et al.*, 1996; Clague, 1997; Moya, 1999; Hindson e Andrade, 1999; Clague *et al.*, 2000; Dawson e Smith, 2000).

As restantes 55% das publicações estão focadas sobretudo na análise dos sedimentos grosseiros, com predominância dos depósitos constituídos por blocos (Davies e Hughes, 1983; Miyoshi *et al.*, 1983; Moore e Moore, 1984, 1988; Bourrouilh-Le Jan e Taleier, 1985; Ota *et al.*, 1985; Harmelin-Vivien e Laboute, 1986; Taleier e Bourrouilh-Le Jan, 1988; Paskoff, 1991; Bryant *et al.*, 1992, 1996; Jones e Hunter, 1992; Jones, 1993; Nakata e Kawana, 1993, 1995; Shi *et al.*, 1993, 1995; Moore *et al.*, 1994; Nishimura e Miyaji, 1995; Schubert, 1994; Bryant *et al.*, 1996; Hearty, 1997; Nott, 1997, 2000; Mastronuzzi e Sanso, 2000; Felton *et al.*, 2000; Kelletat e Schellmann, 2001, 2002; Scheffers, 2002).

Nos estudos de proveniência dos depósitos tsunamigénicos realizados nos últimos anos, a análise da distribuição dos grãos em classes dimensionais é largamente utilizada e acompanha quase sempre os estudos estratigráficos (Andrade *et al.*, 2004; Hawkes *et al.*, 2007; Kortekaas e Dawson, 2007; Jaffe e Gelfenbaum, 2007; Abrantes *et al.*, 2008; Dawson e Stewart, 2007; Gràcia *et al.*, 2010; Costa *et al.*, 2006, 2010, 2012a; Lario *et al.*, 2010; Chagué-Goff *et al.*, 2011; Engel e Brückner, 2011; Bahlburg e Spiske 2011; Goff *et al.*, 2012; Fujino e Nishimura, 2012; Pilarczyk *et al.*, 2012; Cuen *et al.*, 2013; Font *et al.*, 2013; Koster e Reicherter, 2014; Koster, 2015).

A composição textural específica destes depósitos, muitas vezes com uma distribuição bimodal (Ramos-Pereira *et al.*, 2013, 2016; Cascalho *et al.*, 2016) pode revelar a proveniência do material depositado.

Os resultados da análise granulométrica obtidos por Kortekaas e Dawson (2007) no Martinhal (Algarve) revelam também características texturais distintas nos depósitos de *tsunami* quando comparados com os sedimentos superficiais da face da praia, berma e areias de dunas. Segundo estes autores, o depósito tsunamigénico contém uma fonte adicional de material grosseiro constituído geralmente por fragmentos de conchas e cascalho, provavelmente de origem marinha e que não é encontrado noutros sedimentos superficiais. É importante ainda referir que a distribuição do tamanho dos grãos de um potencial *tsunami* é dependente da fonte, podendo incluir também uma elevada percentagem de material fino (Goff *et al.*, 1999).

Para além disso, a análise granulométrica permite criar modelos de sedimentação e calcular a velocidade do fluxo superficial (Jaffe e Gelfenbaum, 2007) durante o evento.

iii. Evidências paleontológicas e palinológicas

Uma característica peculiar dos depósitos tsunamigênicos está relacionada com um aumento dos elementos biogênicos (macro e microfauna). As assinaturas paleontológicas dos depósitos de *tsunamis* são traduzidas pelo aumento da abundância das espécies marinhas sobre as espécies dominantes das águas salobras e um número elevado de indivíduos quebrados devido à elevada energia do evento (Quintela *et al.*, 2016).

Os macrorestos podem incluir restos de organismos marinhos e fragmentos de conchas, enquanto a microfauna presente nos sedimentos de *tsunamis* compreende uma ampla variedade de diatomáceas, foraminíferos, ostracodos (Dawson e Stewart, 2007).

A maior característica da microfauna encontrada nos depósitos de *tsunamis* é a presença de indivíduos quebrados devido ao transporte turbulento da água (Dawson e Shi, 2000). As diatomáceas são indicadoras ambientais úteis porque vivem em ambientes aquáticos particulares e são muito sensíveis às mudanças ambientais como alterações químicas da água incluindo a salinidade, o pH, o azoto, o fósforo (Goff *et al.*, 2012).

As associações de foraminíferos representam outros indicadores micropaleontológicos capazes de diferenciar os sedimentos de pré-*tsunami* com os sedimentos de *tsunami*, mesmo quando não há nenhuma alteração litológica ou nenhuma alteração na distribuição do tamanho dos grãos.

Os microfósseis, especialmente de foraminíferos, são indicadores importantes utilizados na análise de variação do nível do mar e das características físicas da água (salinidade, oxigénio, temperatura e turbidez). A presença de foraminíferos no depósito de *tsunami* pode trazer informações sobre a profundidade da água a partir de qual os sedimentos foram arrastados, bem como estimar a distância de transporte desde o local inicial e o atual. Por sua vez, os ostracodos podem fornecer estimativas para os mesmos fatores ambientais, focados sobretudo na salinidade, a estrutura de habitat e os processos de transporte (Trog *et al.*, 2013). Nanayama e Shigeno (2006) *in* Quintela *et al.*, (2016) encontraram espécies de foraminíferos bentónicos característicos de águas profundas em locais onde não seriam esperados e considera-se que só a inundação tsunamigénica poderá explicar a deposição destas espécies em locais próximos da costa.

Não se deve deixar de referir que a capacidade de um *tsunami* de transportar espécies de foraminíferos das águas profundas depende de vários fatores como a proximidade de água profunda de local onde os sedimentos de *tsunami* foram depositados, ou seja, da morfologia da plataforma continental.

Os estudos micropaleontol gicos realizados por Quintela *et al.* (2016) ao longo da costa algarvia mostram que a presença de espécies de foraminíferos coincide com as camadas arenosas de idade compatível com o *tsunami* de 1755 AD. Para  l m disto, com base nos registos recolhidos ao largo foi possível identificar uma assinatura micropaleontológica de um provável evento tsunamigénico que ocorreu em 1969. Vários

estudos relacionados com a presença de foraminíferos nos depósitos tsunamigénicos foram reunidos num quadro elaborado por Mamo *et al.* (2009) (Tabela IV).

Tabela IV- Estudos dos depósitos de tsunamis com vestígios de foraminíferos. (Adaptado de Mamo *et al.*, 2009)

Localização dos depósitos	Referências	Datação do depósito de <i>tsunami</i>
Região/País/Local		
Europa, Grécia		
Ilhas Astypalaesa	Dominey-Howes (1996); <u>Dominey-Howes <i>et al.</i>, (2000)</u>	AD 1956
Ilha Creta (Falasarna)	Dominey-Howes <i>et al.</i> , (1998)	AD 63 – 75±90 (radiocarbon years BP)
Golfo Atalanti	<u>Cundy <i>et al.</i>, (2000)</u>	AD1894
Golfo Corinth	Alvarez-Zarikian <i>et al.</i> , (2008)	Dois eventos: 373 BC; 2500-2300 BC
Europa, Portugal		
Boca do Rio	Dawson <i>et al.</i> , (1995); Hindson e Andrade (1999); <u>Hindson <i>et al.</i>, (1996; 1999)</u>	AD1755
Martinhal	Andrade <i>et al.</i> , (1997); Kortekaas e Dawson (2007)	
Europa, Reino Unido		
Northumberle	Boomer <i>et al.</i> , (2007)	≈8350 BP Possível <i>Tsunami</i> do deslizamento sumbmarino de Storegga
Estados Unidos da América e Canada		
Vancouver	Clague e Bobrowsky (1994)	100 – 400 anos AD
Columbia Britânica	Guilbault <i>et al.</i> , (1996)	Póssivel depósito do evento de 1964-Alaska
Ilhas Swanton Marsh Whidbey, Washington	Williams e Hutchinson (2000)	Quatro eventos tsunamigénicos: AD600-790; 250- 550AD; 110BC-140AD; 170BC- 120AD
Pacífico de Oeste		
Japão e Ilhas Hokkaido (vários locais)	Noda <i>et al.</i> , (2007)	Terramoto- <i>Tsunami</i> de Tokachi-Oki de 2003
Japão, Tateyama, Sul da Península Boso	Uchida <i>et al.</i> , (2005)	Vários eventos entre: ≈8.000-8.100 BP
Japão, Taisei, SE Ilha Hokkaido	Nanayama e Shigeno (2006)	Terramoto de 1993 Hokkaido-Nansei-oki
Austrália e Oceânia		
Nova Zelândia, Lagoa Okupe	Goff <i>et al.</i> , (2000)	Seis eventos: 4780+/-100 BP;3360+/-40 BP; ≈AD1290/1220 AD; ≈1450AD; ≈500AD/190AD e AD1855
Nova Zelândia, Lagoa Okarito	Nichol <i>et al.</i> , (2007)	1320 – 1495 AD
Caribe e Ilhas Bermudas	McMurty <i>et al.</i> , (2007)	≈ 310 – 360 ka Estádios do Isótopo marinho 9 – 11
Oceano Índico		
Região Sri Lanka, Peraliya e Galle, Malásia	Dahanayake e Kulasena (2008)	Evento 2004-Oceano Índico
Península Tailândia (vários locais)	Hawkes <i>et al.</i> , (2007)	Evento 2004-Oceano Índico
India, Kachchh	Nigam e Chaturvedi (2006)	Dois eventos: ≈8,000 BP; ≈7,000 BP

As assinaturas palinológicas fornecem ainda mais informações sobre as condições ambientais ocorridos durante um evento tsunamigénico, sendo possível observar o desarranjo do cortejo polínico movimentado pelas ondas do *tsunami* (Ramos-Pereira *et al.*, 2016). Por outro lado, a concentração de pólen terrestre contido nos depósitos de *tsunami* pode ser muito baixa aumentando a percentagem de pólen de origem marinha (e.g. mangais) devido à entrada de água salgada (Goff *et al.*, 2012). Segundo mesmo autor, as alterações de pólen abaixo e acima do depósito sugerem alterações ambientais bruscas, sendo ultrapassado o limiar ecológico devido à inundação e submersão da área afetada pelo um *tsunami*.

Porém, esta técnica tem algumas desvantagens, devido aos vários mecanismos de transporte induzidos pelos fatores ambientais locais e/ou regionais (vento, água, etc.) ou outros fatores (e.g. animais) (Pilarczyk *et al.*, 2014) que podem provocar bruscas variações na concentração de pólen, dificultando a interpretação paleoambiental. Contudo, o pólen é cada vez mais utilizado como indicador ecológico dos *tsunamis* e frequentemente utilizado como marcador biocronológico para os depósitos tsunamigénicos (Chagué-Goff *et al.*, 2011; Goff *et al.*, 2012).

iv. Critérios geoquímicos

Os elementos químicos mais utilizados como indicadores de inundação tsunamigénica são o sódio (Na), o cloro (Cl), o enxofre (S), o cálcio (Ca), o estrôncio (Sr), enquanto outros elementos como o titânio (Ti) e o zircónio (Zr) indicam sobretudo os ambientes de deposição de elevada energia (Chagué-Goff, 2010; Chagué-Goff *et al.*, 2011, 2012).

Atualmente, vários estudos usam os critérios geoquímicos para identificação dos *paleotsunamis* e cada vez mais os investigadores aplicam uma discriminação geoquímica para identificar as características geoquímicas dos depósitos de *tsunami* modernos.

No caso do *tsunami* de Tohoku-oki de 2011, Kuwatani *et al.* (2014) usaram marcadores geoquímicos como S e Cl para avaliar a assinatura geoquímica do depósito dois meses após o evento, identificando o limite de inundação tsunamigénica a 4,85 km da costa, sem usar qualquer outra evidência sedimentológica. Os resultados obtidos por estes autores mostram também que elementos químicos como o K, Ca, Sr são usados como indicadores de intrusão marítima e vários elementos de metais pesados são também importantes para discriminar os depósitos de *tsunami*.

Em Portugal, os estudos realizados por Andrade *et al.* (2003) mostram uma evidente heterogeneidade geoquímica nos depósitos tsunamigénicos da Boca de Rio, compatível com as variações litológicas e texturais observadas no local. Segundo estes autores, as areias tsunamigénicas têm maior concentração em sílica, cálcio e estrôncio, que indicam um aumento de areias siliciosas juntamente com o calcário e mistura de conchas marinhas.

v. Minerais pesados

Lâminas de minerais pesados estão por vezes presentes nos depósitos de *tsunamis*. De modo geral, a distribuição vertical dos minerais pesados pode variar de base para o topo, com predominância de micas ferromagnesianas no topo de depósito (Goff *et al.*, 2012).

Num estudo mais recente, Jagodziński *et al.*, (2012) verificaram que o *tsunami* de Tohoku-oki, de 2011, não transportou muitos minerais pesados para o interior da linha da costa e em geral o teor em minerais pesados apresentou concentrações semelhantes nos depósitos de *tsunamis* e nos sedimentos de praia ou de pré-*tsunami*. Contudo, num estudo anterior sobre os depósitos de *tsunami* de 2004 na Tailândia, Jagodziński *et al.*, (2009) identificaram concentrações mais elevadas de micas (moscovite e biotite) em detrimento da turmalina, zircão ou outros minerais pesados quando comparados com os sedimentos de praia ou com os depósitos de pré-*tsunami*. Estas concentrações mais elevadas de micas foram observadas sobretudo no topo do depósito tsunamigénico, apontando para uma distribuição vertical consistente com o mecanismo de deposição por decantação das partículas em suspensão descrito por alguns autores (Dawson e Shi, 2000; Jaffe e Gelfenbaum, 2007).

Jagodziński *et al.*, (2009) consideraram que a presença de micas pode sugerir uma fonte da água mais profunda para o sedimento de *tsunami*. Pelo contrário, o depósito de *tsunami* da Lagoa dos Salgados (Algarve, Sul de Portugal), estudado por Costa *et al.* (2015), apresenta menos semelhanças com o material próximo da costa e mais semelhanças com os sedimentos de praia e duna. Neste estudo verificou-se que a variação vertical de teor em minerais pesados apresenta uma diminuição para o topo do depósito, sugerindo uma redução da energia do evento tsunamigénico responsável da sua deposição.

Os minerais pesados apresentam também particularidades específicas e ajudam a estabelecer a proveniência dos depósitos tsunamigénicos, especialmente quando relacionados com as características litológicas de cada setor costeiro.

vi. Assinaturas micromorfológicas

Os grãos de areia são transportados por diversos tipos de agentes exógenos (água, vento, gelo), depositados e remobilizados, sofrendo modificações sucessivas da dimensão, da forma, da textura superficial, exibindo também um conjunto de marcas que vão sendo adquiridas e que fornecem informações de grande utilidade. Entre os grãos arenosos, o grão de quartzo como constituinte fundamental da areia, despertou o interesse entre os investigadores, porque é particularmente resistente às ações mecânicas e químicas no decurso do processo sedimentar.

As observações dos grãos de quartzo começaram a ser feitas ao microscópio ótico ou à lupa binocular e mais tarde, ao microscópio eletrónico de varrimento. De acordo com Dias (2004), a primeira classificação dos grãos de areia foi realizada já no século XIX por Sorby (1880), que propôs uma classificação, não

incluindo o aspeto brilhante dos grãos. Porém, mais tarde Calleux (1942) propôs uma classificação dos grãos em 3 grupos conhecidos por todos os sedimentólogos: i) **NU** (*non usés*-não desgastados ou angulosos); ii) **EL** (*emoussés luisant*-boleados brilhantes); iii) **RM** (*rond mats*- arredondados baços). Este autor utilizou a lupa binocular e o microscópio ótico e deu praticamente o início à Morfoscopia, o estudo da forma e do aspeto da superfície dos grãos de quartzo, termo introduzido mais tarde por Vatan (1954). A partir deste momento seguiram-se várias classificações, principalmente na escola francesa, como a do Rougerie (1957).

Com o aperfeiçoamento dos aparelhos eletrónicos como o microscópio eletrónico de varrimento (MEV) em terminologia portuguesa ou SEM (*Scanning Electron Microscope*) em literatura inglesa, surgiram novos critérios de classificação baseados nas características induzidas pelos fatores de ação mecânica e química. Seguiram-se um número considerável de autores que utilizaram o MEV nos anos de 1950 e 1960 e cujos estudos conduziram a criação de duas escolas: a de Krinsley e dos seus colaboradores preocupados sobretudo com a influência dos fatores às ações mecânicos sobre os grãos, e a de Kunen que dá uma importância especial aos fatores de ações químicos. No entanto, os problemas relacionados com a abordagem destes autores que consideravam apenas uma das ações foram resolvidos por Le Ribault, em 1971, que deu origem a uma nova técnica de estudo de superfície dos grãos de quartzo denominada Exoscopia, baseada nas relações existentes entre as ações mecânica e química (Azevêdo, 1983).

O MEV permite a observação da superfície dos grãos em imagens ampliadas até dezenas de milhares de vezes, o que possibilita reconhecer nos grãos "até 10 ciclos evolutivos segundo a sua ordem cronológica" (Azevêdo, 1983). As microtexturas, ou seja "os aspetos de micro-relevo observados ao microscópio" (Costa *et al.*, 2014) podem ser herdadas da rocha-mãe (genomórficas) ou induzidas pelos processos sedimentares (fenomórficas), resultantes das ações sofridas (mecânicas, químicas, biológicas).

Uma boa síntese destas microtexturas é apresentada por Azevedo (1983) que identifica diversos tipos de marcas mecânicas entre as quais as fraturas concoidais, cúpulas, crescentes, entalhe em V (ou "V" de choque), marcas de fricção. Além destas marcas de origem essencialmente mecânica, os grãos de quartzo exibem importantes marcas químicas, incluindo os depósitos (glóbulos, escamas, películas siliciosas, flores de sílica) e as figuras de dissolução (decapagem, descamação, rede de dissolução anastomosadas, figuras de dissolução geométrica).

A análise microtextural sobre os grãos de quartzo foi iniciada já na década de 1970 por vários autores (Doornkamp e Krinsley, 1971; Nieter e Krinsley, 1976) e, mais tarde, Dowdeswell *et al.* (1985) aplicaram a mesma técnica nos sedimentos marinhos da Ilha Baffin (Canadá) como critério para distinguir os eventos glaciários dos interglaciários. Realizaram-se também alguns estudos nos minerais pesados, embora os resultados não tenham sido muito concludentes (Mahaney, 2002; Costa *et al.*, 2015).

Apesar dos avanços contínuos desta técnica, a comunidade científica não chegou a um consenso no que respeita aos resultados obtidos, devido principalmente à subjetividade induzida pelo operador.

Ao longo do tempo têm surgido várias classificações das microtexturas, organizadas de acordo com os ambientes sedimentares a elas associadas, entre os quais destacam-se os trabalhos de Mahaney *et al.*, 2001; Mahaney, 2002; Costa *et al.*, 2009, 2012b, 2013; Costa, 2012 ; Vos *et al.*, 2014). Outros trabalhos centrados na análise microtextural associada aos diversos ambientes sedimentares foram referenciados por Costa *et al.* (2014) e encontram-se reunidos no seguinte quadro (Tabela V).

Tabela V- Publicações focadas na análise microtextural do sedimento. Extraído de Costa *et al.* (2014).

Ambientes sedimentares	Referências
Atlas (vários ambientes)	Krinsley e Doornkamp 1973; Gillott, 1974; Le Ribault 1977; Mahaney, 2002.
Sedimentos eólicos	Boate e Arrhenius 1965; Nieter e Krinsley 1976; Pye, 1983; Thomas, 1987; Newsome e Ladd, 1999; Abu-Zeid <i>et al.</i> , 2001; Costa <i>et al.</i> , 2013.
Sedimentos costeiros	Bettencourt <i>et al.</i> , 1989; Pyokari, 1997; Abd-Alla, 1991; Sagga 1992; Costa <i>et al.</i> 2012a, b
Sedimentos fluviais	Frihy e Stanley, 1987; Moral-Cardona <i>et al.</i> , 1996; Helland <i>et al.</i> , 1997; Kasper-Zubillaga e Dickinson, 2001; Mahaney <i>et al.</i> , 2001.
Sedimentos glaciais	Dowdeswell <i>et al.</i> , 1985; Gomez <i>et al.</i> , 1988; Mahaney <i>et al.</i> , 1988; Damiani <i>et al.</i> , 2006.
Sedimentos marinhos	Strass, 1978; Haines e Mazzullo, 1988; Peterson, 1989; Helland e Holmes, 1997; Mazzullo <i>et al.</i> , 1988; Mazzullo e Strand <i>et al.</i> , 2003.
Solos	Asumadu <i>et al.</i> , 1987; Huang <i>et al.</i> , 1990.
Estudos estratigráficos	Bhatt, 1976; Bull e Culver, 1979; Georgiev e Stoffers, 1980; Borak e Friedman, 1981; Kanaori, 1985; Ahmed e Soliman, 1988; Mahaney, 1988; Stokes <i>et al.</i> , 1989; Khalaf, 1990; Goltrant <i>et al.</i> , 1991; Chen <i>et al.</i> , 1997; Moral Cardona <i>et al.</i> , 1997; Rai, 1987; Donaldson e de Kemp, 1998; Damiani <i>et al.</i> , 2006; Kenig, 2006; Bernet <i>et al.</i> , 2007.
Depósitos de inundações marinhas abruptas	Bruzzi e Prone, 2000; Dahanayake e Kulasena, 2008; Costa <i>et al.</i> , 2009; 2012a, b.
Outros	Patro e Sahu, 1977; Williams e Thomas, 1989; Williams <i>et al.</i> , 1998; Bull e Morgan, 2006; Pye, 2007; Morgan <i>et al.</i> , 2008.

Os estudos que envolvem imagens de MEV dos grãos de quartzo implicam a caracterização e quantificação de microtexturas, incluindo além dos atributos causados pela ação mecânica e/química, alguns parâmetros morfométricos como o rolamento e o relevo. A partir dos atributos microtexturais é possível proceder a

uma reconstituição paleoambiental, nomeadamente em termos de processos de transporte sedimentar e correlaciona-los com os sedimentos atuais.

Os estudos realizados por Costa *et al.* (2009; 2012a; 2012b) indicam que os depósitos de *tsunami* tendem a apresentar um número mais elevado de atributos causados pela ação mecânica quando comparados com os depósitos atuais. Por outro lado, ao comparar as assinaturas microtexturais dos depósitos de *tsunami* com os de tempestade, Costa *et al.*, (2012b) verificaram diferenças pouco significativas, com atributos microtexturais semelhantes em ambas as populações. Estes autores realizaram um modelo conceptual que procura relacionar os atributos microtexturais dos depósitos de *tsunami* e de temporais com os sedimentos superficiais, considerados sedimentos-fonte. (Figura 6).

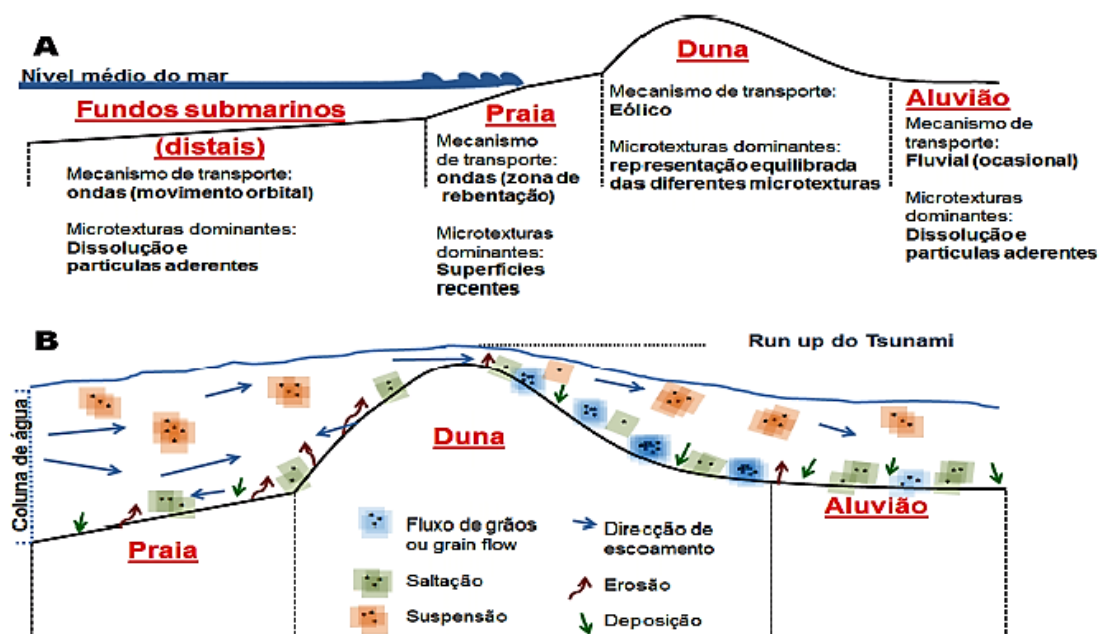


Figura 6- Modelo conceptual que relaciona modos de transporte, assinaturas microtexturais e ambientes sedimentares. Extraído de Costa *et al.*, 2012b

A análise e interpretação das assinaturas micromorfológicas (morfoscópicas e microtexturais) dos grãos de quartzo, juntamente com outros critérios, possibilitam uma melhor compreensão dos sistemas sedimentares e das assinaturas tsunamigénicas.

Em conclusão, todos os critérios descritos ao longo do presente capítulo mostram que o uso de uma única característica é insuficiente para identificar os depósitos de *tsunami* e que a combinação de vários critérios pode revelar a peculiaridade destes sedimentos, com grande contributo para a estratigrafia costeira, ajudando deste modo compreender e antecipar os padrões espaciais de inundação costeira.

2.2.3. Evidências geomorfológicas dos depósitos de *tsunami*

Embora a investigação se concentra nas assinaturas sedimentológicas dos *tsunamis*, existe uma ampla variedade de impressões geomorfológicas ao longo da costa em todo o mundo.

Ao contrário dos depósitos de enchimento sedimentar, cuja assinatura sedimentológica pode ser revelada através de realização de sondagens e/ou trincheiras, as evidências geomorfológicas podem ser identificadas através de observação direta de campo. Scheffers e Kelletat (2003) afirmam que os estudos sobre as evidências geomorfológicas dos *tsunamis* são muito escassos e procedem a uma revisão bibliográfica do conhecimento a nível mundial, a fim de destacar a necessidade de investigação mais detalhada dos vestígios geomorfológicos destes eventos.

As mudanças geomorfológicas decorrentes da ação do *tsunami* podem incluir blocos enigmáticos no topo das arribas, para além da erosão de praias, interrupção de barreiras de areia e sistemas de dunas, de presença de escarpas erosivas ou grandes cicatrizes observadas nalguns eventos e ainda alguns depósitos de enchimento de fundo de vales ou lagoas.

Testemunhos geomorfológicos foram documentados no estudo de Scheffers e Scheffers (2007) sobre a Ilha Creta, onde blocos de aproximadamente 50 toneladas foram identificados como possíveis depósitos tsunamigénicos, movimentados na sequência de um *tsunami* ocorrido no ano 365 AD.

Blocos enigmáticos foram também identificados na costa australiana (Goff *et al.*, 2010; Scheffers *et al.*, 2008) e segundo estes autores, alguns destes blocos têm tamanhos consideráveis, de 6-7 m diâmetro e pesos que podem atingir 300 toneladas. Os blocos apresentam uma boa imbricação, aparecendo no topo de arriba aproximadamente 100m para o interior da atual linha da costa, para além da capacidade de transporte das maiores ondas oceânicas e acredita-se que só podem ter sido movidos pelo *tsunami*.

Vestígios de blocos de topo de arriba movimentados provavelmente pelas ondas de *tsunami* são documentados também na costa ocidental e meridional da Ibéria entre Lisboa e Cabo Trafalgar, como sucedem em Cascais e na costa alentejana, no Malhão (Scheffers e Kelletat, 2005; Scheffers *et al.*, 2008; Ramos-Pereira *et al.*, 2009, 2016; Costa *et al.*, 2011). Estes blocos são interpretados como tsunamitos, embora a sua origem seja por vezes problemática, uma vez que existem indícios de blocos ainda maiores transportados por eventos extremos como furacões ou tempestades tropicais (Koster, 2014).

Hindson e Andrade (1996, 1999) observaram que os blocos descobertos em vários locais do litoral algarvio apresentavam cavidades de biocorrosão, nas quais foram encontrados moluscos marinhos e considerou-se que foram transportados e depositados a partir do fundo marinho.

Ramos-Pereira *et al.* (2016) consideram que os blocos de grandes dimensões descobertos no Malhão (43) provém da área submersa próxima porque contém marcas de meteorização subaérea, avançando-se a hipótese de se tratar de blocos arancados à face da arriba pelo tsunami de 1755 e deslocados para o topo

da arriba em posição invertida. Segundo estes autores, estes blocos podem atingir 19 toneladas e foram encontrados até 136 m para o interior da atual linha da costa, a aproximadamente 19 m altitudde.

Evidências geomorfológicas foram documentadas no estudo de Switzer *et al.*, (2006), identificando uma assinatura de erosão numa pequena barreira arenosa na costa australiana de sudoeste.

Alterações geomorfológicas foram referenciadas também no sistema de ilhas barreira da Ilha Formosa, no Algarve (Sul de Portugal) por Andrade (1992) e Andrade *et al.*, (2004), demonstrando que algumas das suas formas são características de inundações marinhas extremas e poderiam ser atribuídas ao *tsunami* de AD 1755 de Lisboa.

Costa *et al.* (2016) observaram noutros locais de costa algarvia (Boca do Rio e o setor Salgados-Alcantarilha) mudanças geomorfológicas abruptas nos sistemas de praia-duna, identificando uma série de escarpas de 2 m a 4 m de altura e entre 30 m e 70 m de comprimento. Acredita-se que, na Boca de Rio, a inundação tsunamigénica ultrapassou o sistema dunar (Oliveira *et al.*, 2009), mudando completamente a morfologia do local e estas mudanças abruptas explicam a posterior incapacidade do sistema de recuperar.

Contudo, na região Alcantarilha-Salgados, o sistema de praia-duna alcançava altitudes superiores à altura da onda de *tsunami* (Costa *et al.*, 2016), funcionando como um sistema de barreira, amortizando a energia das ondas. Neste setor, o sistema de praia-duna foi intensamente escarpado, mas não completamente arrasado, favorecendo a recuperação parcial das dunas após o evento.

São igualmente consideradas evidências geomorfológicas os depósitos de enchimento dos fundos de vales ou lagunas costeiras. Estes sedimentos, transportados e depositados pelos *tsunamis* preenchem os fundos dos vales, proporcionando modificações geomorfológicas nas bacias hidrográficas.

Concluindo, as evidências geomorfológicas confirmam o carácter destrutivo dos eventos tsunamigénicos e podem trazer informações importantes no que respeita a exposição do setor costeiro ao risco de *tsunami* e a capacidade de recuperação do setor costeiro.

2.3. TSUNAMIS VS TEMPORAIS

As condições extremas de ondulação associadas aos fenómenos extremos como os *tsunamis* ou temporais representam elevados perigos para muitas zonas costeiras. Desde o *tsunami* de Sumatra em 2004, considerado uma das maiores catástrofes naturais da humanidade, nos últimos anos tem vindo a aumentar consideravelmente os estudos dos depósitos de *tsunamis* de forma a avaliar os potenciais impactos destes fenómenos sobre a costa.

Em comparação com os temporais costeiros, os *tsunamis* são fenómenos bastante raros e ocorrem com maior frequência na região tectonicamente ativa do Oceano Pacífico. Como já foi referido, são resultados da inundação provocada pelas ondas de grande comprimento de onda, que viajam longas distâncias a

partir de onde foram geradas pelos terremotos dos fundos oceânicos, pelos deslizamentos da terra submarinos, erupções vulcânicas ou impactes de asteróides.

Em contraste com os *tsunamis*, a inundação provocada pelos temporais deve-se à interação oceano-atmosfera, provocada pela posição dos organismos isobáricos associada a depressões muito cavadas e complexas que provocam sobrelevação do nível do mar (*storm surge*) e geram ondas destruidoras na faixa litoral. Apesar das suas diferenças genéticas, tanto os *tsunamis* como os temporais causam inundações costeiras muito rápidas com fluxos de alta velocidade e provocam uma forte abrasão terrestre.

Uma das características de muitos *tsunamis* é a capacidade de transportar e depositar blocos de dimensões consideráveis para as zonas costeiras (Dawson e Shi, 2000). Contudo, estes depósitos encontram-se em permanência expostos à ondulação e podem ser por vezes confundidos com os depósitos de temporal (Costa, 2012) (os critérios utilizados para identificar estes depósitos foram referidos no subcapítulo 2.2.2).

Os processos de transporte e deposição destes blocos são portanto muito complexos e pouco compreendidos e a investigação realizada neste sentido baseia-se sobretudo na modelação numérica, utilizando testes hidráulicos para determinar o transporte destes depósitos (Imamura, *et al.*, 2008; Costa *et al.* 2011).

Paradoxalmente, distinguir os depósitos de *tsunami* dos de temporais não é uma tarefa tão difícil, quando são preservadas as características deposicionais destes eventos (Morton *et al.*, 2007). Contudo, a reconstituição da frequência de ocorrência dos *tsunamis* históricos a partir do estudo sedimentológico é um processo bastante complexo, causado não só pela fraca conservação destes depósitos, mas também pela dificuldade em distingui-los dos depósitos de temporais, uma vez que ambos apresentam mecanismos de deposição semelhantes (Costa, 2006; Dawson e Stewart, 2007; Morton *et al.*, 2007) e sobretudo quando os sedimentos disponíveis incluem apenas areias e material fino (silte e argila). Neste caso, a melhor forma de comparar as suas assinaturas sedimentares é estudar os depósitos modernos nos locais afetados por ambos os processos, permitindo deste modo identificar os depósitos de *tsunami* no registo sedimentar.

Embora estes estudos não sejam muito frequentes, destaca-se o trabalho de Nanayama *et al.*, (2000) que visa a comparar os depósitos do *tsunami* de Hokkaido de 1993 com os depósitos do tufão de 1959, ambos os fenómenos ocorridos na costa do Japão. De acordo com esses autores, o registo geológico dos referidos eventos mostra que o depósito de *tsunami* é dividido em 4 leitos, provavelmente relacionados com os fluxos de inundação e de retorno, constituídos por duas ondas principais de inundação que transportaram predominantemente areias marinhas e cascalho rolado, enquanto os fluxos de retorno estão constituídos por areias de terra, mal calibradas, com mistura de solo e fragmentos de plantas. Por outro lado, o depósito de tufão é formado por apenas um leito, depositado por ondas de inundação, com areias predominantemente marinhas e melhor calibradas.

Resultados semelhantes foram obtidos também por outros autores (Goff *et al.*, 2004; Kortekaas e Dawson, 2007; Morton *et al.*, 2007; Komatsubara *et al.*, 2008) que identificaram algumas diferenças de deposição associadas a cada um dos eventos.

Em trabalhos mais recentes utilizam-se ainda outros critérios sedimentológicos (paleontológicos, geoquímicos e microtexturais) que ajudam a distinguir estes sedimentos de inundação marinha extrema (Tuttle *et al.*, 2004; Goff *et al.*, 2004; Lario *et al.*, 2010; Engel e Brückner, 2011; Costa *et al.*, 2012a, 2012b; Goff e Dominey-Howes, 2013).

Não é obviamente o objetivo deste trabalho diferenciar os depósitos de *tsunami* dos de temporais costeiros, pelo que, esse tema não será aqui desenvolvido.

Em síntese, no presente capítulo foram apresentados todos os assuntos relacionados com *tsunamis*, desde a sua geração até a sua avaliação e mitigação, incluindo as evidências geológicas e geomorfológicas que permitem identificar os depósitos de inundação tsunamigénica numa sequência sedimentar.

Um modelo conceptual deste capítulo é apresentado na Figura 7

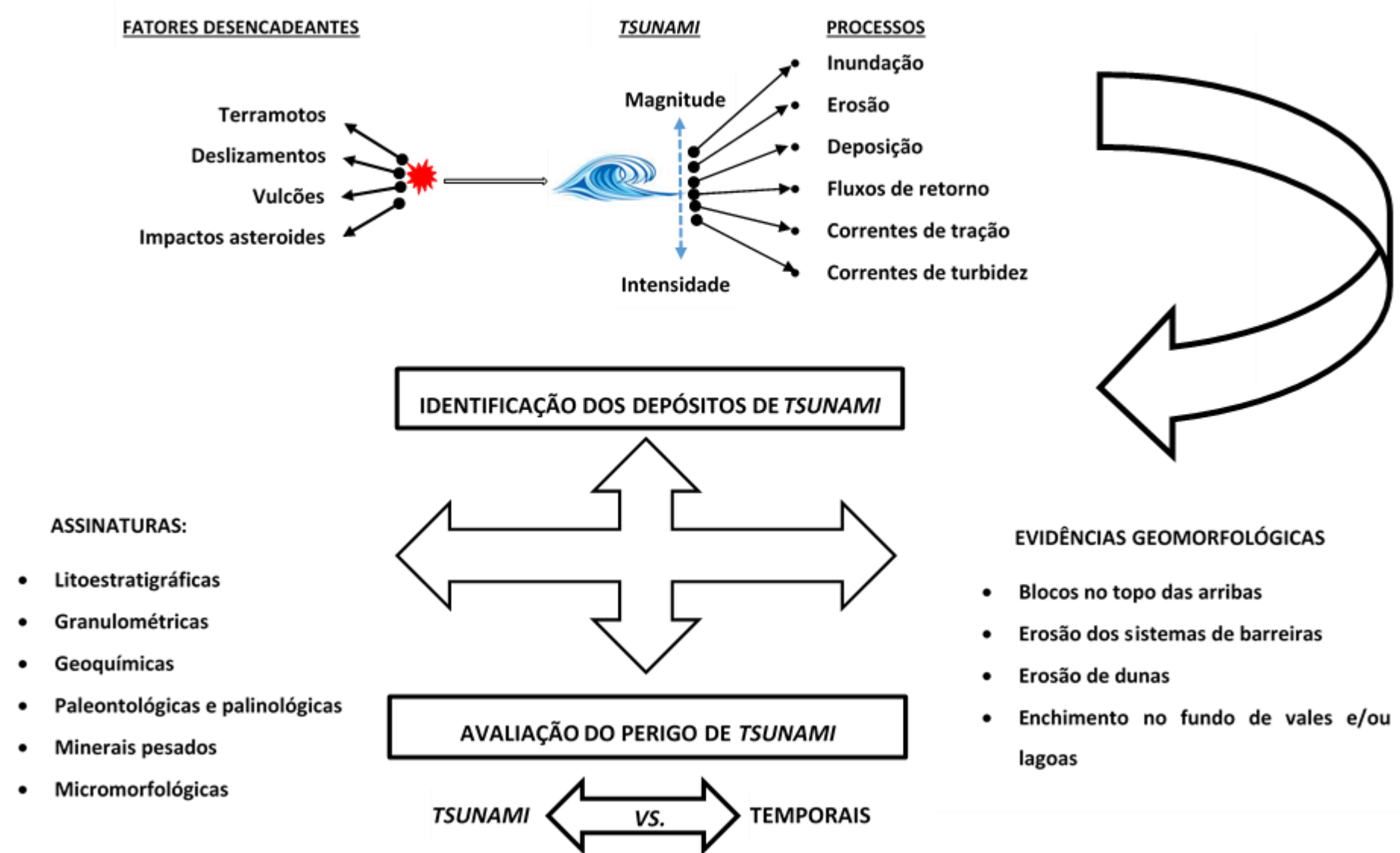


Figura 7- Modelo conceptual sobre as diferentes fases de um *tsunami* desde a geração, propagação, processos (mecanismos) de erosão/ deposição, critérios de identificação dos depósitos tsunamigênicos, até avaliação do perigo de *tsunami* e as diferenças genéticas e sedimentares entre os *tsunamis* e temporais

Capítulo 3

ÁREA DE ESTUDO

3.1. INTRODUÇÃO

A preservação dos depósitos associados aos eventos extremos como os *tsunamis* depende essencialmente da morfologia costeira, dos subsistemas litorais existentes, muito sensíveis a qualquer oscilação do nível do mar.

No litoral português, os estuários formaram-se durante a transgressão marinha holocénica, quando o nível base dos rios foi elevado e o seu setor terminal foi posteriormente inundado (Andrade e Freitas, 2001). Após a estabilização, há cerca de 5000-3000 anos (Ramos-Pereira *et al.*, 1994; Dias, 2004), os sistemas fluviais transportaram sedimentos que foram continuamente retrabalhados pelos processos estuarinos, evidenciando uma dinâmica de interface entre as dinâmicas fluviais e marinhas, resultante das marés e ainda associada aos outros eventos extremos como os *tsunamis* ou temporais. Com o levantamento progressivo do nível base, os sedimentos transportados pelos cursos de água foram depositados cada vez mais a montante, favorecendo o assoreamento intenso dos estuários, criando deste modo vastas planícies aluviais. Andrade e Freitas (2001) referem que a tendência de evolução dos estuários é de assoreamento intenso até à colmatagem completa, e os seus fundos encontram-se cobertos por sedimentos recentes, geralmente lodosos, de espessura variável com material progressivamente mais arenoso em direção ao mar, devido à influência marinha.

3.2. ESTUÁRIO DO RIO ALCABRICHEL

O Rio Alcabrichel foi alvo de vários estudos, predominantemente geomorfológicos já desde o início de década de 1970, com a dissertação de licenciatura de Maria Pereira (1971), que aborda essencialmente os grandes aplanamentos superiores a 80 m altitude. Estudos mais recentes foram realizados no âmbito de várias dissertações de mestrado (e.g. Trindade, 2001) que pretenderam sistematizar as dinâmicas quaternárias, sobretudo holocénicas, avaliando os impactes das oscilações do nível do mar na sequência das flutuações climáticas quaternárias. No contexto transgressivo, segundo Trindade (2001), o estuário do Rio Alcabrichel evidencia claros testemunhos da dinâmica quaternária. Várias dissertações foram desenvolvidas no âmbito do Projeto PTDC/CTE-GIX/104035/2008 “FMI 5000 – *Environmental Changes: Fluvio-marine interactions* FMI 5000, cujo objetivo principal foi de avaliar o balanço entre as influências marinhas e fluviais como resposta aos eventos climáticos, bem como o impacto das mudanças de usos de solo num espaço temporal de 5000 anos.

3.2.1. Enquadramento

O Rio Alcabrichel possui um regime hidrológico permanente e nasce na vertente ocidental da Serra de Montejunto e desagua na praia Porto Novo (Figura 1).

A bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel encontra-se localizada entre 39°6'30" e 39°12'30" latitude norte e entre 9°6'30" e 9°23'30" longitude oeste (coordenadas geográficas, elipsóide internacional, *datum* WGS-1984).

A sua área não ultrapassa 180 km² e o curso da água principal tem aproximadamente 30 km de comprimento. O seu setor terminal dispõe de uma vasta planície aluvial de aproximadamente 1 km de largura em alguns setores e a área mais a jusante que corresponde ao objeto de estudo é delimitada para o interior pelos Cabeços de África e Pereira, que constituem a garganta de Porto Novo (Figura 8).

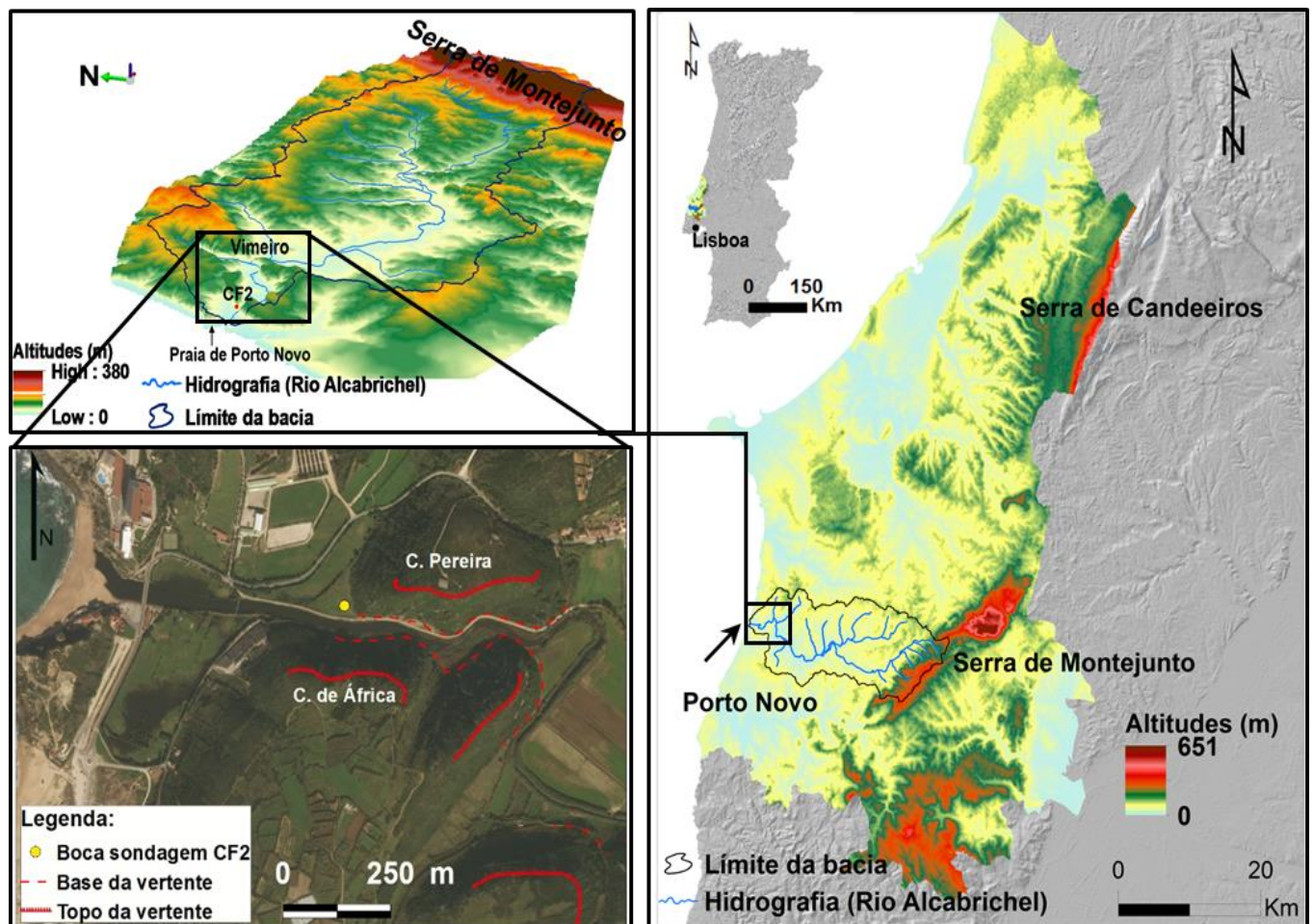


Figura 8- Localização da área de estudo e da sondagem CF2

3.2.2. Quadro geológico e geomorfológico

O setor é caracterizado por um contexto tectónico muito complexo marcado pela presença de duas estruturas diapíricas (diapiro de Maceira a 500 m da foz e diapiro de Santa Cruz mais para oeste que chega até a Santa Cruz). Os dois alinhamentos diapíricos prolongam-se para norte pelo diapiro de Caldas de Rainha e estão associados aos regimes compressivos cenozóicos (global e regional). Estas estruturas diapíricas conferem um arranjo estrutural muito complexo e encontram-se instaladas ao longo de um grande acidente tectónico de direção NNE-SSW, a falha da Lourinhã, representativa da primeira fase de *rifting* (Manuppella *et al.*, 1999).

A tectónica deste setor está, portanto, associada à evolução tectónica de uma área muito mais vasta, a Orla Mesocenozoica Ocidental Portuguesa (ou Bacia Lusitaniana), condicionada pela distensão relacionada com a abertura do Atlântico de Norte em que ocorreram quatro episódios de *rifting*, ou seja, episódios de aceleração da distensão, acompanhados por relaxamento pós-tectónico.

Na primeira fase de *rifting*, a tectónica distensiva do Triásico final (Galopim de Carvalho, 2003), de orientação aproximada NE-SW leva a reativação de falhas herdadas do ciclo anterior e à formação de um fosso tectónico de orientação aproximada NNE-SSW, que proporciona por um lado as invasões marinhas e por outro lado a acumulação de espessas séries sedimentares, evaporíticas (gesso e sal-gema) com a contribuição de um clima árido e semiárido já existente (Kullberg *et al.*, 2006).

A tendência distensiva continua até o início do segundo episódio de *rifting* quando se assiste ao desenvolvimento de uma rampa carbonatada de baixa energia (inclinada para ocidente) com sedimentação hemipelágica e margo-calcária nas partes mais profundas (Carvalho, 2003). O paroxismo deste episódio dá origem a um fosso fortemente subsidente limitado pela falha de Caldas da Rainha-Lourinhã a oeste e de Candeeiros a este (Manuppella *et al.*, 1999). Em termos estratigráficos este segundo episódio de *rifting* é caracterizado por importante descontinuidade sedimentar materializada por um hiato que marca o final de colmatação e o início rápido de aprofundamento da Bacia (Kullberg *et al.*, 2006).

A tendência de aprofundamento é continuada até ao 3º episódio de *rifting* marcado pela rápida e profunda transformação da Bacia Lusitaniana provocada por uma forte aceleração da distensão provavelmente relacionada com a formação da crosta oceânica em fase precoce, eventualmente abandonada durante 10-15 Ma, até ao início da fase seguinte de oceanização (Kullberg *et al.*, 2006). Uma característica notória deste terceiro episódio de *rifting* é a segmentação em sub-bacias, especialmente no seu setor central. A elevada taxa de subsidência mantém as áreas deste setor com águas relativamente profundas e, até ao final do Jurássico superior, a que se segue a tendência de colmatação progressiva, com a passagem para ambientes de cada vez de menor profundidade.

Durante o Cretácico inferior observam-se profundas alterações dinâmicas que se traduzem numa reativação do quadro tectónico e dá-se a abertura de um novo rifte, a oeste do primeiro, que corresponde

à abertura do Oceano Atlântico com a formação de crosta oceânica (Galopim de Carvalho, 2003). As camadas depositadas na Bacia Lusitaniana em regime distensivo após a formação do primeiro rifte, foram sujeitas a um regime compressivo induzido pela rotura do troço crustal do oeste da Ibéria que acompanhou a abertura do Atlântico. Este período culmina com o 4º episódio de *rifting*, marcado no registo sedimentar através de uma lacuna quase generalizada na bacia e em que poderá também ter sido acontecido a primeira fase do diapirismo (Kullberg *et al.*, 2006, p.358), ou seja, a ascensão de materiais de elevada plasticidade (argilas, margas, gesso, sal-gema) que imprime uma diferenciação morfoestrutural.

Os vários episódios de *rifting* estiveram, portanto, na origem da construção da bacia e, consequentemente, da intensa atividade ígnea que nela ocorreu, manifestando-se na área de estudo através de presença de chaminés vulcânicas e sobretudo brechas vulcânicas, que cortam as formações jurássicas. Além das chaminés, existem no meio do diapiro da Maceira, a SW da localidade com o mesmo nome, dois pequenos filões de basalto, muito alterados, que correspondem provavelmente ao 3º ciclo magmático (na transição entre Jurássico e Cretácico), ou 4º ciclo que parece situar-se entre 100-70 Ma, isto é, no Cretácico Superior (Ribeiro *et al.*, 1979 *in* Ferreira, 2005).






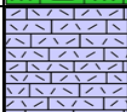

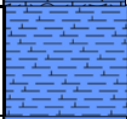

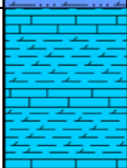




Em termos estratigráficos, a sedimentação mesozóica presente no setor terminal do Rio Alcabrichel inclui sobretudo sedimentação do Jurássico, contendo também o Cretácico e com pouca representatividade do Triásico, que aflora localmente na vertente esquerda da várzea de Maceira e na proximidade da sondagem CF2. No entanto, existem ainda algumas lacunas de sedimentação, como o hiato cronostratigráfico do Jurássico, entre o Hetangiano e o Kimmeridgiano, e o do Cretácico, representado apenas até ao Cenomaniano (Tabela VI).

No final deste período, ou seja, na transição entre o Cretácico e o Cenozóico, produzem-se grandes alterações na tectónica da toda a Península Ibérica, como consequência da aproximação entre as placas Africana e Euroasiática passando-se de uma tectónica predominantemente distensiva, para uma tectónica compressiva. No início do Cenozóico, as deslocações tectónicas ao longo do acidente tectónico de direcção NNE-SSW, levaram ao levantamento da bacia sedimentar ao sul deste acidente, deixando de haver mais sedimentação, resultando uma lacuna de sedimentação em toda a orla ocidental. Na área de estudo, este grande hiato abrange quase todo o Terciário e a sedimentação cenozóica fornece apenas informações respeitante à transição plio-pleistocénica e ao Quaternário (Pleistocénico e Holocénico) (Tabela VI).

Por fim, ao longo do Rio Alcabrichel e dos seus afluentes, encontram-se bem desenvolvidos os depósitos de enchimento recente (aluviões) (Tabela VI).

Em síntese, as idades litológicas da área de estudo vão desde o início do jurássico até atualidade. Na sequência cronostratigráfica apresentada na Tabela VI podem ser detetados os vários hiatos referidos anteriormente, a descrição dos materiais presentes na área de estudo (em grande parte detríticos), bem como os distintos ambientes de sedimentação associados às dinâmicas litorais, continentais ou de transição.

Tabela VI- Sequência cronostratigráfica presente no setor terminal do Rio Alcábrichel. Elaborada com base na Carta Geológica de Portugal 30 A-Lourinhã, Manuppella *et al.*, 1999 e Kullbelrg *et al.*, 2006.

ERA	PERÍODO	ÉPOCA	UNIDADES LITOLÓGICAS		LITOLOGIA	DESCRIÇÃO	AMBIENTES			TECTÓNICA		
CENOZÓICO	QUATERNÁRIO	Holocénico				Duna e areias de dunas; areias de praia; aluvies	Litoral eólico	Litoral marinho	Fluvial	Tectónica compressiva		
		Plistocénico				Materiais fluviais (depósitos de terraços constituídos por areias e cascalheiras), coluvionares (materiais finos resultantes da escorrença nas vertentes), e materiais de praias levantadas constituídas por areias com seixos rolados.	Fluvio-marinho (de transição)					
		Plio-Plistocénico	Silveira			Arenitos e areias castanho amareladas com alguns níveis mais argilosos, na parte superior	Fluvial					
	TERCIÁRIO	Lacuna estratigráfica										
MESOZOICO	CRETÁCICO INFERIOR	Cenomaniano	Casal de Marco			Calcário margoso, margas com intercalações de silte	Transgressivo			4ºrifting 1ªfase do diapirismo		
		Aptiano	" Grupo de Torres Vedras "			Complexo de grés feldspáticos caulinífero, com intercalações lenticulares de argila e bancadas conglomeráticas	Litoral (estuarino)					
	JURÁSSICO	Titoniano	Sobral	Bombaral ("Grés Superiores")			Grés, margas, argilas e conglomerados: sequências siliciclásticas de arenitos argilosos e argilas lítico-montmorinolíticas com concreções calcárias	Continental: fluvio-lacustre; sedimentação em planície aluvial ou deltaica; contém restos de plantas incarbonizadas e restos de dinossaurus.			3ºepisódio de rifting	
				Miragaia			Calcários, grés margosos e margas formada por base de calcários margosos com intercalações areníticas e rico em fauna bêntica.	Marinho salobro				
				Nadрупé			Argilas, arenitos e arcoses (arenitos arcósicos amarelados, ferruginosos, micáceos, com intercalações de de arcoses siltosas, micáceas cinzento-esverdeadas e conglomerados na base	Continental (frequente sedimentação entrecruzada planar e restos de plantas incarbonizadas; não contém fauna marinha).				
				Castelhanos			Margas e grés (arenitos quartzíticos finos a grosseiros e argilas calcárias)	Variações de <i>fácies</i> não conhecidas, sendo cada vez mais continental para NE.				
		Kimeridgiano	Praia de Amoreira e Porto Novo			Grés, margas e arenitos (arenitos grosseiros cauliníticos e argilitos com solos calcários intercalados	Continental (fluvial) atribuído a um sistema de cones aluvionares de baixo relevo com sedimentos clásticos grosseiros; sedimentação altemante indica correntes de cheia; unidade rica em jazidas de vertebrados.			2ºepisódio de rifting		
			Vimeiro			Calcários compactos, fortemente biclasticos (algas calcárias), com oncolitos e grande abundância de macrorestos	Marinho de pouca profundidade e fraca energia (oscilações nas características de ambiente: mais marinho na base e menos marinho no topo).					
		Lacuna estratigráfica										1ºepisódio de rifting
		Sinemuriano				Dolomitos em plaquetas (<i>sensu</i> Choffat)		Litoral continental (aluvio-fluvial, lacustre) e marinho.				
		Hetangiano	Dagorda			Margas: complexo pelítico-carbonatado-evaporítico (argilas "gipsíferas e salíferas profundamente brechificadas"						
			Rochas ígneas			Brechas vulcânicas						

Em termos de afloramento, na bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel dominam as formações jurássicas com 57,2% sobre as cretácicas e cenozóicas com 29,9% e 12,9% respetivamente da área total de afloramentos (Figura 9, a). A pouca diversidade litológica é representada sobretudo por materiais detríticos, essencialmente arenitos e argilas, aflorando ainda os calcários e as margas (Figura 9, b).

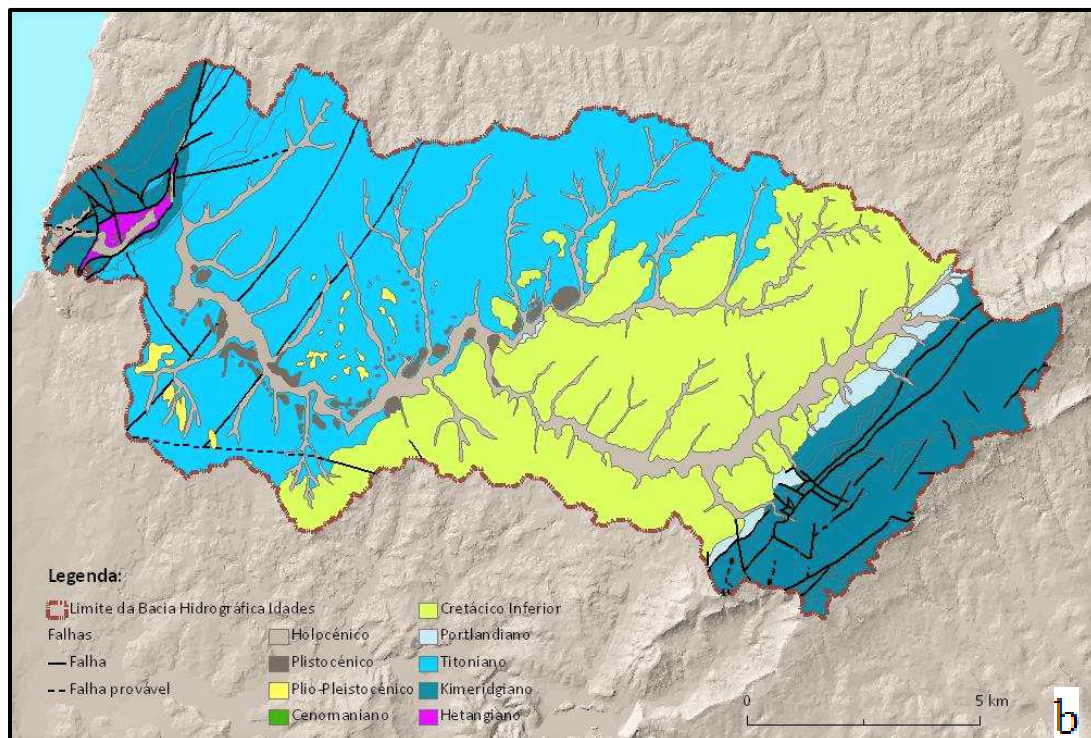
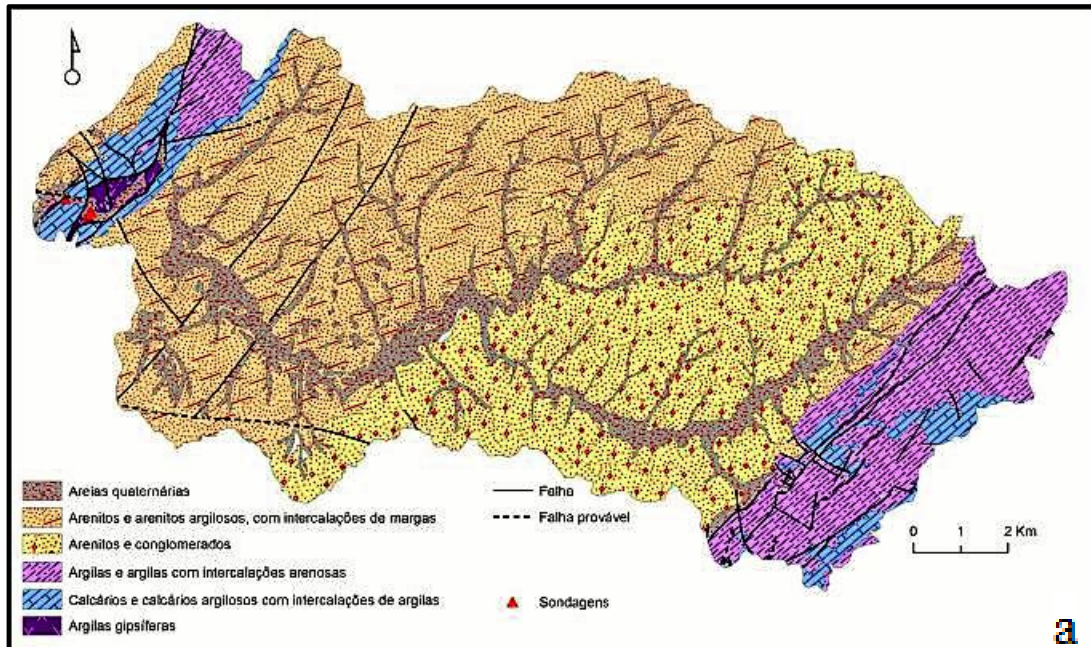


Figura 9- a- Litologia da bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel; b— Idades geológicas representadas na bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel (adaptadas das cartas geológicas de Portugal 30A-Lourinha, 30C-Torres Vedras e 30D-Alenquer). Fonte: FMI-5000.

De ponto de vista geomorfológico a bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel é caracterizada por uma amplitude altimétrica de 360m (Figura 10), correspondente à Serra de Montejunto e entalha numa unidade geomorfológica muito mais vasta que corresponde à plataforma litoral entre Peniche e a vertente norte da Serra da Sintra (Daveau, 1973).

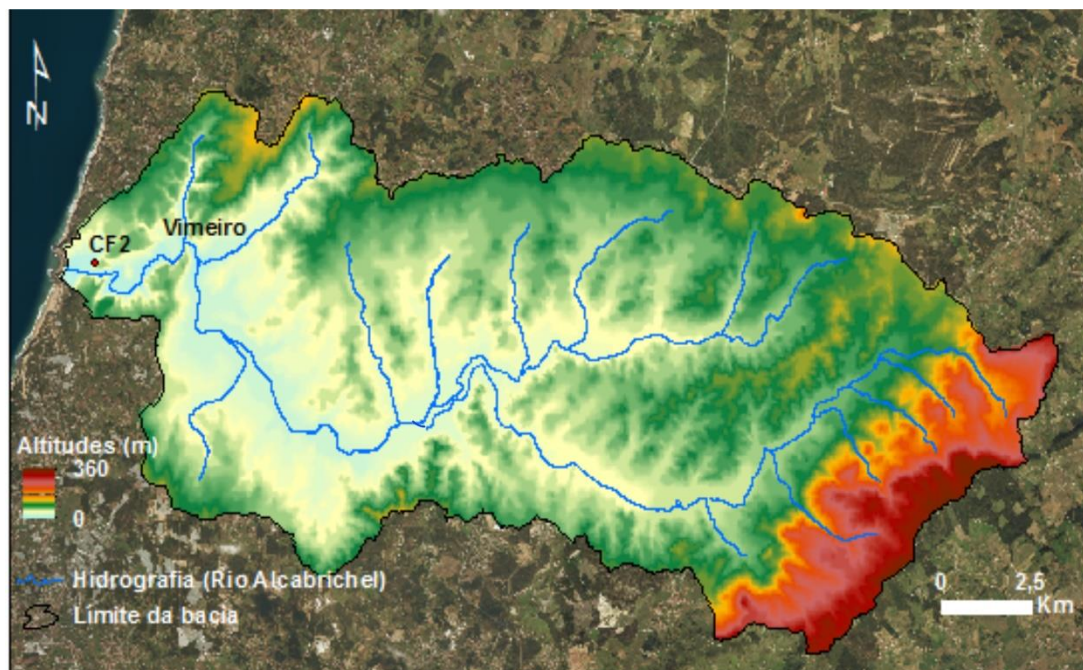


Figura 10- Altimetria da bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel.

A plataforma litoral na área de estudo é considerada de média altitude (de aproximadamente 90m) e é talhada nos materiais detríticos consolidados, possuindo uma estrutura quase sempre monoclinal, afetada localmente pelos movimentos halocinéticos da região que foram de facto responsáveis pela formação de anticlinais salíferos injetados ao longo da Falha de Lourinhã (Manuppella *et al.*, 1999).

A depressão diapírica de Maceira representa o elemento morfoestrutural constituinte do setor terminal do Rio Alcabrichel, uma megaestrutura cuja formação está diretamente relacionada com a génese tectónica, sendo por vezes denominado como diapiro tectónico, de orientação geral NNE-SSW, “um sigmóide de grandes proporções, de caudas assimétricas” (Chaminé *et al.*, 2004). Como já foi referido, as duas estruturas diapíricas estão condicionadas pela halocinese que se traduz sobretudo pela subida de materiais de elevada plasticidade, originando a deformação em anticlinal da cobertura.

O papel ativo da tectónica é evidente também na disposição dos materiais que registam uma variação considerável na inclinação das camadas, desde valores de estratificação sub-horizontal a valores subverticais (inclinação de camadas de 90°) a SW de Maceira (Chaminé *et al.*, 2004). O esboço morfoestrutural do setor terminal do Rio Alcabrichel (Figura 11) mostra o condicionamento tectónico marcado pela disposição dos materiais e pelos respetivos alinhamentos das falhas existentes, que imprime a diferenciação morfoestrutural neste setor.

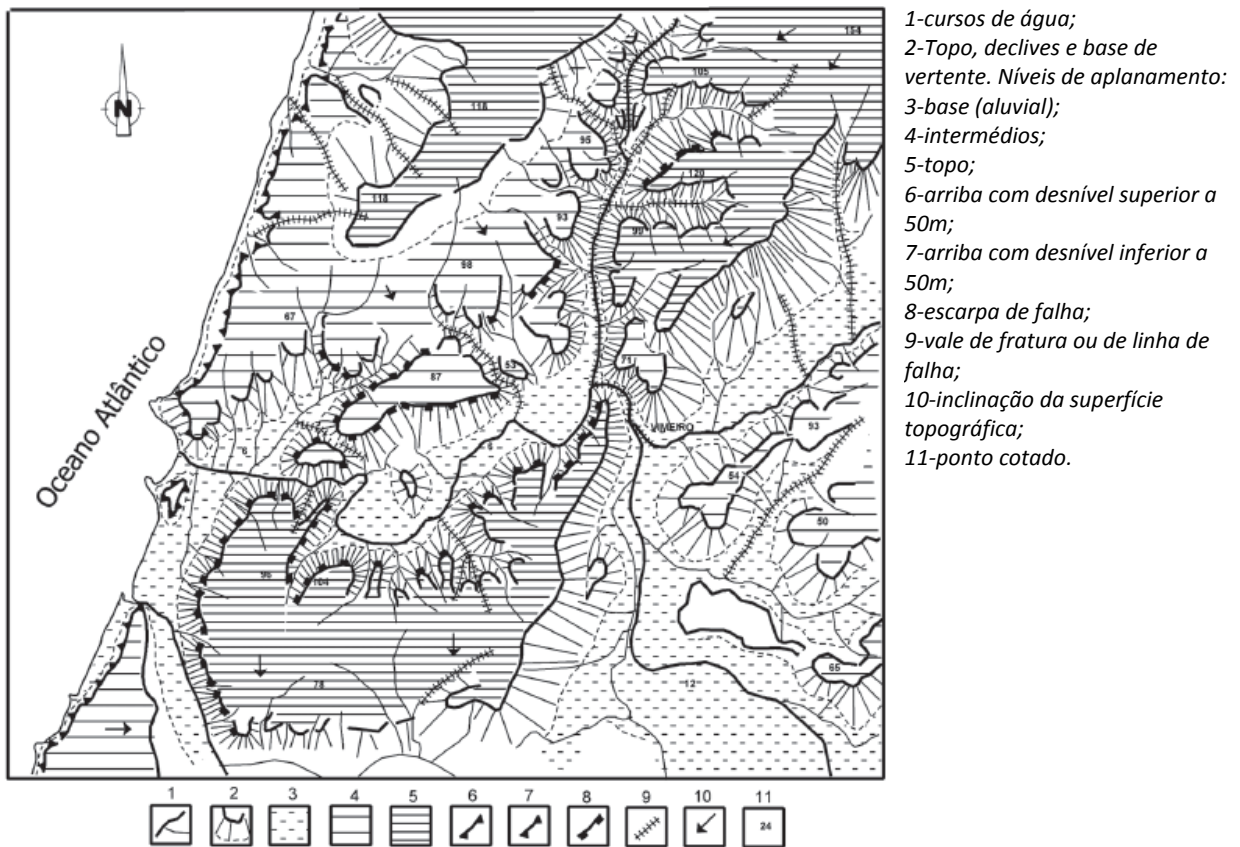


Figura 11- Esboço morfoestrutural do setor terminal do rio Alcabrichel. Extraído de Chaminé et al (2004), adaptado e reinterpretado de Trindade (2001).

A distribuição dos declives no setor terminal do Rio Alcabrichel (Figura 12) atesta esta evidência, concentrando-se valores mais elevados (superiores a 30°) nos sectores que apresentam maior inclinação das bancadas.

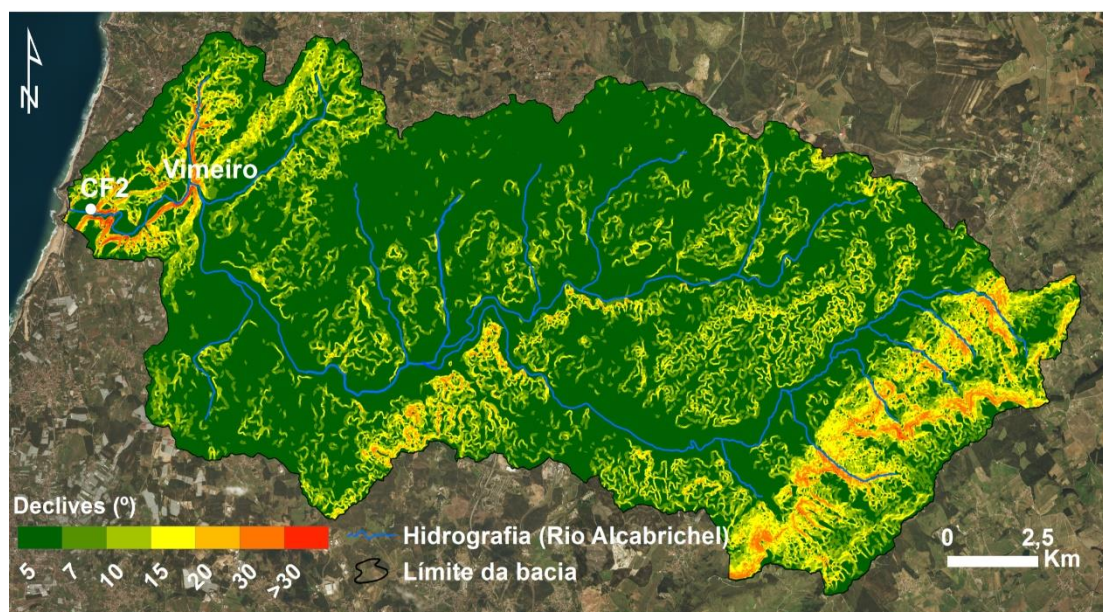


Figura 12- Declives da bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel

Como referido, a disposição dos materiais, bem como os respetivos alinhamentos tectónicos do setor terminal do Rio Alcabrichel determinam em grande parte a morfologia existente na área de estudo organizada segundo Trindade (2001) em três grandes conjuntos morfoestruturais: i) formas ligadas a estruturas dobradas; ii) formas ligadas a estruturas monoclinais e iii) formas ligadas a estruturas tabulares, sub-horizontais.

As formas ligadas a estruturas dobradas são representadas pelo anticlinal Pia do Mestre- Maceira-Valongo, uma dobra anticlinal centrada na Falha de Lourinhã de orientação geral NNE-SSW, que se apresenta a SSW como um anticlinal esventrado, onde afloram as "margas de Dagorda" no centro da depressão (Trindade, 2001). Os elementos morfotectónicos da respetiva depressão de forma assimétrica, mais estreita para NNE são bem representados pelos calcários compactos da unidade de Vimeiro, dispostos em *hog-back* (inclinação 30°-70°) ou *barra* (inclinação 90°) que imprimem no relevo escarpas de comandos que podem atingir 90m.

Estes calcários são responsáveis pelo confinamento da depressão diapírica e pelos entalhes vigorosos que a bordejam, mostrando diferenças de resistência das rochas à erosão, como é o caso da garganta de Porto Novo (Figura 13), entre os Cabeços de África e de Pereira.

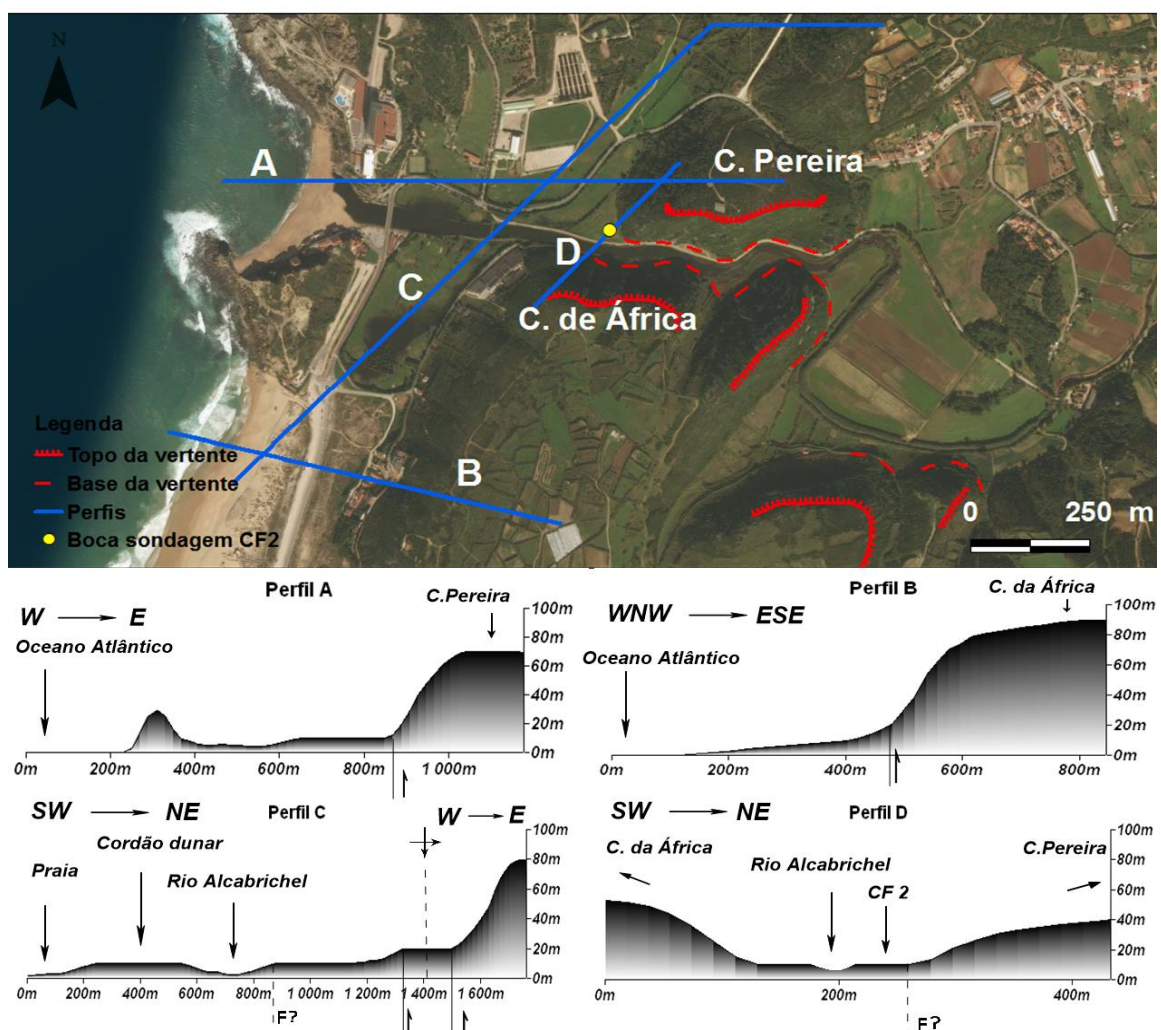


Figura 13- Perfis topográficos no setor terminal do Rio Alcabrichel

Contudo, neste contexto geomorfológico é bastante curioso o encaixe vigoroso do curso da água em materiais tão resistentes como os calcários compactos de Vimeiro existentes no local. De acordo com Trindade (2001), este entalhe com comando superior à 90m está relacionado com a presença de uma falha na referida garganta, embora não esteja cartografada na carta geológica da área de estudo. Segundo este autor, a respetiva falha encontra-se fossilizada pelos sedimentos da planície aluvial do Rio Alcabrichel e é responsável pelo traçado do rio e pelo seu entalhe vigoroso.

Os perfis topográficos (Figura 13) mostram claras evidências morfotectónicas, onde a elevada fragilidade tectónica, conjugada com o contínuo levantamento resultado dos movimentos compressiva cenozóicos (Trindade, 2001) são responsáveis pela grande diversidade geomorfológica existente neste setor terminal do rio Alcabrichel.

As formas ligadas às estruturas monoclinais são desenvolvidas sobre a Unidade do Bombarral. Os materiais detríticos do setor terminal do Rio Alcabrichel de inclinação S e ESE fazem parte de uma estrutura sinclinal mais ampla (Sinclinal de Montejunto). Nestas estruturas monoclinais desenvolvem-se formas de relevo que se inserem na morfologia de tipo costeira presente igualmente na região a norte de Lisboa. São estruturas constituídas geralmente por uma vertente abrupta, perpendicular à inclinação das camadas (vertente anaclinal) e outra mais suave desenvolvida no sentido da inclinação das camadas (vertente cataclinal). O encaixe da rede hidrográfica é predominantemente ortoclinal e apresenta vales dissimétricos como o caso do vale do Rio Alcabrichel cuja vertente anaclinal se encontra a leste do curso de água, enquanto a vertente cataclinal se localiza a oeste.

Visto que a área é predominantemente detrítica, constituída por materiais brandos da Unidade de Bombarral é importante referir que os relevos de tipo costeira da área de estudo são marcados pela inexistência de cornijas ao contrário de grande parte destes relevos presentes na região a norte de Lisboa e deve-se à ausência de intercalação das camadas com resistência diferente à erosão.

As formas ligadas a estruturas tabulares ou sub-horizontais desenvolvem-se sobre as formações cretácicas do " Grupo de Torres Vedras" e que afloram a SE do setor terminal da Bacia do Rio Alcabrichel.

A discordância erosiva entre as formações cretácicas e as jurássicas fornece uma mudança de inclinação das camadas, passando de uma estrutura monoclinal para uma sub-horizontal com inclinação das camadas compreendida entre 3°-5° (Trindade, 2001). Segundo este autor, as posições altimétricas inferiores das formações cretácicas em relação aos materiais jurássicos, justificam igualmente a diferença de resistência à erosão dos respetivos materiais, confirmando a maior dureza dos materiais jurássicos. Por esta razão, a rede hidrográfica nas formações cretácicas apresenta menor hierarquização, sugerindo, menor resistência à erosão destes materiais e um fraco condicionalismo estrutural à erosão (Trindade, 2001).

Como foi disto anteriormente, a sedimentação cenozóica fornece apenas informações respeitante à transição plio-pleistocénica e ao Quaternário (Pleistocénico e Holocénico). Relativamente ao Quaternário, os ritmos de subida ou descida do nível do mar originam modificação na configuração das paisagens. Estas alterações ocorreram não só ao nível do sistema hidrológico marinho, mas também em todo o sistema hidrológico continental, resultando várias formas de relevo enquanto testemunhos dessa oscilação (*vide* Trindade, 2001). Sem entrar em grandes detalhes, são consideradas evidências geomorfológicas da dinâmica quaternária os depósitos de terraços constituídos por areias e cascalheiras, bem como os materiais finos resultantes da escorrência nas vertentes e os materiais de praias levantadas, constituídas por areias com seixos rolados (Tabela VI do subcapítulo 3.2.2).

Os depósitos acima referidos constituem não só testemunhos da dinâmica geomorfológica da área de estudo, mas também ajudam a compreender os mecanismos de transporte dos sedimentos na sequência das modificações dos processos hidrológicos marinhos e continentais.

Próximo da foz, o Rio Alcabrichel perde a sua capacidade de transporte, nomeadamente a partir da garganta do Vimeiro, originando condições favoráveis para depositar grande parte dos sedimentos transportados ao longo do seu percurso.

A planície aluvial do Rio Alcabrichel (várzea de Maceira) é relativamente plana, a cerca de 4 m altitude, com uma ligeira inclinação para SW, onde atinge a mais baixa altitude (2,52m), comparado com o quadrante oposto, onde chega a atingir 5,61m de altitude (Aleixo *et al.*, 2014).

A bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel é uma bacia de reduzida dimensão e o seu caudal depende sobretudo do regime de precipitação, que por sua vez condiciona o fraco abastecimento em sedimentos neste setor.

A escassez de sedimentos é extensível à plataforma continental adjacente. De acordo com Ramos-Pereira (1991), todo o setor litoral entre Peniche e Cascais é caracterizado por défice sedimentar, que se reflete na reduzida dimensão dos sistemas litorais de praia ou praia-duna. Segundo Neves (2006), mais de 50% do litoral entre Nazaré e Cascais é constituído por sistemas litorais sem cobertura sedimentar, aproximadamente 25% correspondem aos sistemas litorais compósitos de praia-arriba e apenas 14,6% correspondem a praias estuarinas ou sistemas de praia-duna. Esta situação resulta do escasso afluxo aluvial dos pequenos cursos de água da Estremadura que fornecem poucos sedimentos à corrente de deriva litoral, que os redistribui.

Neste setor, a plataforma continental é limitada a N e S por duas incisões, denominadas por canhões submarinos: o canhão do Nazaré e o Canhão de Cascais. O canhão do Nazaré, a N da área de estudo representa o elemento geomorfológico preponderante e é responsável pela retenção de grande parte dos sedimentos transportados pela corrente da deriva litoral. Estes sedimentos são desviados junto a sua

cabeceira (localizada a 500 m da linha da costa e a 50 m profundidade) e canalizados para a planície abissal (Neves, 2006).

Embora a plataforma continental frente à sua foz seja classificada como uma plataforma continental "marcada pela escassez de sedimentos litorais e distais" (Ramos-Pereira, 1991), as condições geomorfológicas do setor terminal do Rio Alcabrichel proporcionaram a formação dos sistemas de praia e praia-duna na área de estudo. O modelado pré-existente pode favorecer a instalação de praias através dos processos erosivos sobre o substrato ou representar antigas planícies aluviais e/ou lagunas costeiras (Trindade, 2010).

A Praia de Porto Novo, localizada na foz do Rio Alcabrichel, é constituída por dois sistemas litorais compósitos: um sistema litoral de praia-arriba, com praia encastrada entre os dois promontórios rochosos a N e S e um sistema litoral de praia-planície aluvial-arriba fóssil.

Identifica-se também o sistema de praia-duna de maior extensão para sul na proximidade da Praia de S^{ta} Rita. De acordo com a Manuppella *et al.* (1999), a morfologia e a distribuição dos sistemas dunares neste setor, mostra que o transporte eólico de NW é a componente mais importante na evolução das dunas, com areias que penetram muito para o interior chegando a atingir cotas de 70m junto a Santa Cruz.

Distinguem-se dois tipos de sistemas dunares: rampas eólicas e dunas de cobertura. As rampas eólicas são sistemas dunares instalados em vales largos que formam reentrância na linha de costa ou em antigas arribas. A conjugação dos ventos fortes com uma topografia de tipo rampa leva a migração das areias para o interior. Em Santa Rita, as areias penetram muito mais para o interior ao longo da planície litoral e só formam uma rampa eólica junto a uma antiga arriba, originando um campo dunar extenso.

Estes sistemas têm grande expressão na área de estudo e correspondem aos "taludes de areia de encontra a um obstáculo" e representam acumulações de areia que se formam por interposição de um obstáculo, como por exemplo uma arriba ou paleoarriba contra a qual a areia se acumula em grandes quantidades (Ramos-Pereira, 1987).

Estes sistemas litorais datados do Holocénico (Manuppella *et al.*, 1999) encontram-se, portanto, associados a uma dinâmica geomorfológica herdada, uma vez que não possuem atualmente fonte de alimentação. Na prática, observa-se que os dois sistemas "praia-planície aluvial" e "praia-duna" coexistem neste setor terminal do Rio Alcabrichel e isto ocorre sempre quando a foz dos cursos da água é suficientemente larga favorecendo o abastecimento dos sedimentos (Neves, 2006).

O abrigo deste setor em relação à ondulação dominante de NW favoreceu a formação de uma restinga arenosa e de um sistema lagunar de barreira que existiria ainda no século IX (Trindade, 2010). Segundo este autor, a desflorestação das vertentes levou ao aumento dos sedimentos ao longo da bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel, ao assoreamento do sistema lagunar e à sua substituição pelo atual sistema de praia-duna (Trindade, 2001; 2011).

3.2.3. Regime oceanográfico

No contexto dos eventos extremos de inundação marinha provocada pelos tsunamis é importante conhecer o comportamento dinâmico do mar na proximidade da linha da costa, sendo o regime de ondulação fundamental para a compreensão dos processos de distribuição e de acumulação dos sedimentos que conduzem a formação dos depósitos.

Segundo Pires (1989), na costa ocidental portuguesa o rumo da ondulação predominante é de NW em 80% das situações ocorridas ao longo do ano e corresponde a uma ondulação gerada no bordo E do Anticiclone dos Açores ou gerada na sequência de circulação NW frontal. A norte do Cabo Raso, a ondulação de NW atinge em média 2,5m de altura, chegando até 6m em situações de temporal.

Muito menos frequentes são as situações de ondulação de SW associadas a depressões a SW da Península Ibérica ou a superfícies frontais de trajetória SW-NE (Ramos-Pereira, 2008), muito morfogenéticas.

Por fim, situações de ondulação de W ocorrem todo o inverno e são associadas à circulação zonal de baixas latitudes (Península Ibérica). Alguns episódios de temporais na costa ocidental foram referenciados por vários autores (Pires, 1978, 1979; Daveau *et al.*, 1978; Feio, 1980; Ramos-Pereira, 1996 *In* Neves, 2006) e referem várias situações ocorridas na costa ocidental portuguesa em que a altura significativa das ondas (H_s) atingiu 8,5m e as alturas máximas (H_{max}) cerca de 15m.

Relativamente ao regime das marés, o setor terminal do Rio Alcabrichel corresponde a um estuário de tipo mesomareal (meso-tidal), com amplitudes de marés entre 2 e 4m e onde a influência das marés semidiurnas e regulares é sentida em grande parte do estuário.

Em conclusão, podemos afirmar que o estuário do Rio Alcabrichel é um estuário muito complexo, condicionada sobretudo pela tectónica (estuário tectónico) sendo a sua parte distal influenciada pela dinâmica marinha, enquanto o interior, a várzea de Maceira, disposta NE-SO, confinada entre duas gargantas desenvolvidas nos calcários compactos de Vimeiro, é dominada sobretudo pela dinâmica fluvial, com grande capacidade de transporte durante episódios de cheias.

Capítulo 4

MÉTODOS E TÉCNICAS

A investigação paleoambiental, nomeadamente o estudo dos *paleotsunamis* requer uma abordagem metodológica multidisciplinar, incluindo procedimentos de trabalho de campo, de laboratório e de gabinete, necessários para cumprir os objetivos propostos nesta dissertação.

4.1. AMOSTRAGEM E A DESCRIÇÃO DA SONDAGEM ANALISADA

As amostras que serviram de suporte para o estudo sedimentar do Estuário do Rio Alcabrichel foram disponibilizadas pela Equipa FMI, do Grupo de Investigação em Dinâmicas Litorais e Fluviais (SLIF) do Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa e foram obtidas no âmbito do Projeto PTDC/CTE-GIX/104035/2008 “FMI 5000 – *Environmental Changes: Fluvio-marine interactions*”

A metodologia utilizada foi diferente para as várias tarefas organizadas em três grandes grupos temáticos, de acordo com os objetivos do projeto (Figura 14), incluindo também várias campanhas de campo em que foram executadas diversas sondagens, devidamente georreferenciadas com equipamentos de precisão dGPS (*Differential Global Positioning System*, Magellan® *Professional ProMarkTM3* e Estação Total ET Nikon DTM-552).

Das sondagens efetuadas no estuário do Rio Alcabrichel, foram analisadas sedimentologicamente pela equipa do projeto as sondagens AlcMac 3 e AlcMac 4, localizadas mais a montante, na várzea de Maceira e, ainda, uma outra sondagem no mesmo estuário, designada CF2, mais próxima da foz do rio, onde se esperava ser possível identificar um registo sedimentar substancialmente diferente do encontrado nas duas sondagens referidas anteriormente.

Na presente dissertação pretendeu-se dar continuidade ao estudo sedimentológico da sondagem CF2 localizada na margem direita do Rio Alcabrichel, no extremo nordeste da enseada Praia de Santa Rita - Porto Novo, na costa ocidental portuguesa (ver localização na Figura 8, do capítulo anterior).

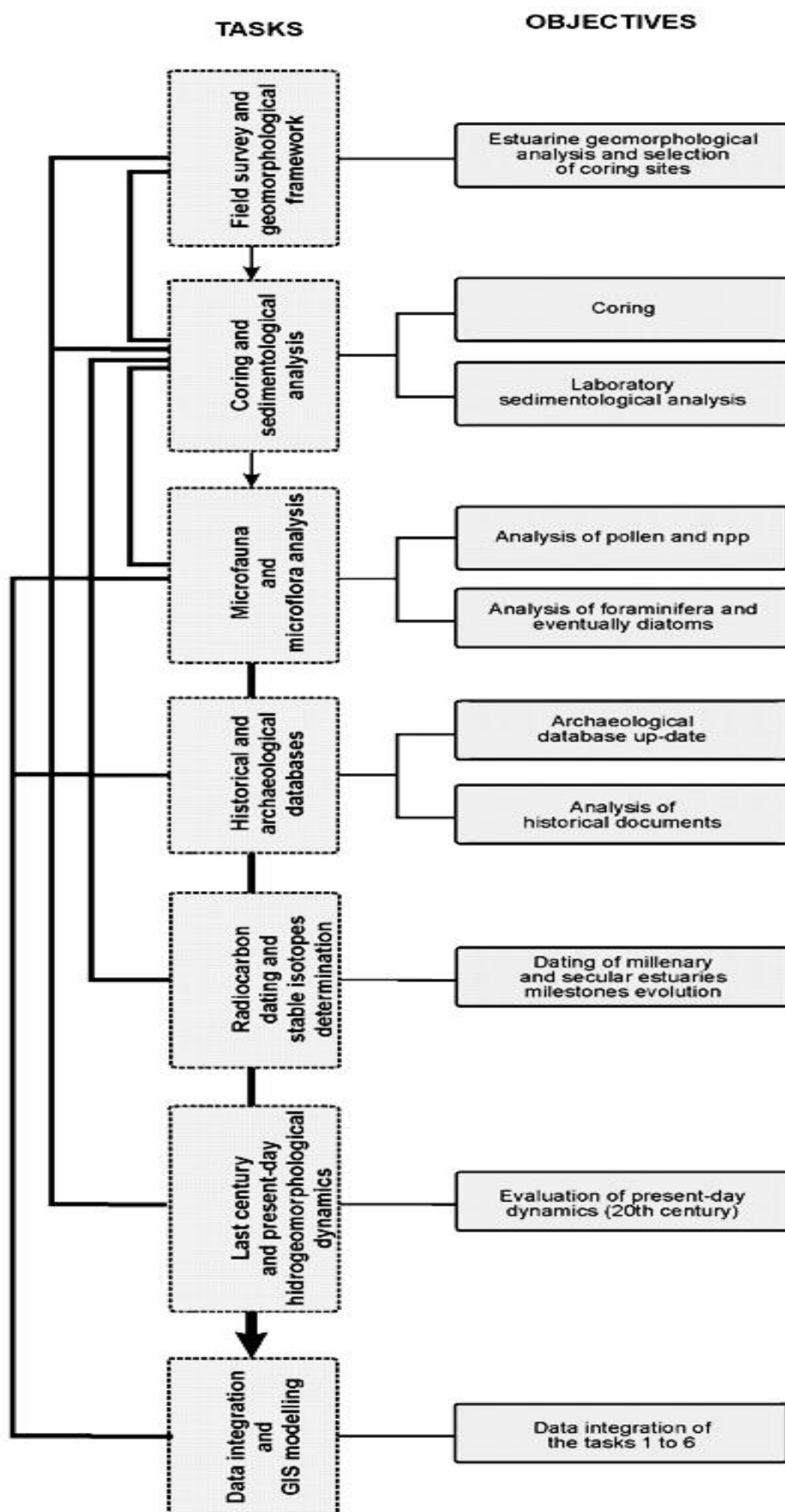


Figura 14- Quadro esquemático com os métodos e técnicas aplicados no âmbito do Projeto FMI-5000 de acordo com as várias tarefas do projeto e sua relação com os objetivos descritos. (Ramos- Pereira *et al.* (2011)

A sondagem CF2 foi recolhida por via mecânica, por percussão e a boca de sondagem situava-se aos 3,58 m acima do nível médio do mar (altura ortométrica), atingindo 5,01 m de profundidade. Os sedimentos foram subamostrados em intervalo de 1 cm, com a exceção aos situados abaixo de 130 cm profundidade, onde o sedimento foi insuficiente requerendo uma subamostragem em intervalo de 2 cm ou superiores. Durante a amostragem registou-se a perda de algum material resultando numa lacuna de 10 cm espessura.

No âmbito do Projeto FMI-5000 foram realizadas uma série de análises sedimentológicas da sondagem CF2, tais como a análise textural, incluindo a granulometria do sedimento, a determinação de teores de carbonato de cálcio e de conteúdo em matéria orgânica, a determinação dos parâmetros granulométricos estatísticos e análises polínicas com o objetivo de identificar as mudanças bruscas na energia de deposição induzidas nomeadamente pelos eventos extremos de inundação marinha. O tratamento sedimentológico das amostras foi realizado nos laboratórios do Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa e no Departamento de Ciências da Terra da Universidade do Minho.

Foram realizadas também datações radiocronológicas em cinco amostras da sondagem CF2, pelo método da espectrometria de Massa (*AMS-Acelerated Mass Spectrometry*). As análises foram executadas no Laboratório de Radiocarbono de Portugal e no Beta Analytic, Inc., nos Estados Unidos da América.

A calibração das amostras (anos Cal BP) foi efetuada com recurso ao programa CALIB 6.0.1 (STUIVER e REIMER, 1993) usando uma curva de calibração IntCal09 segundo Reimer *et al.* (2009).

Segundo equipa de projeto, as mudanças texturais complementadas pelas datações radiocronológicas, apontam para a ocorrência de um evento extremo de inundação marinha relacionado com o evento tsunamigénico de 1775 (Ramos-Pereira *et al.*, 2013). Foi detetado ainda outro evento extremo, cuja origem mantém-se desconhecida, podendo estar relacionado com outro possível evento tsunamigénico anterior ao do 1755.

No presente estudo optou-se por efetuar a análise sedimentológica da sondagem CF2, utilizando outros indicadores de inundação marinha (geoquímicos, morfoscópicos e microtexturais) que poderiam revelar informações adicionais sobre aqueles eventos extremos e reconhecer o(s) possíveis depósitos(s) tsunamigénico(s), complementando deste modo a informação paleoambiental da respetiva sondagem.

Os dados cedidos pelo Projeto FMI-5000 foram utilizados para a caracterização litoestratigráfica e textural da sondagem e serviram de suporte na realização de um *log* esquemático executado com recurso ao *software* especializado SedLog v.3.1 e tratado posteriormente com o *software* Grapher v.8.8.

As técnicas de análise textural descritas de seguida foram realizadas no âmbito de projeto FMI-5000 e esporadicamente foram aplicadas no presente estudo. No entanto, procede-se à descrição das mesmas, uma vez que serviram de suporte para caracterização litoestratigráfica e textural da sondagem CF2.

4.2. ANÁLISE TEXTURAL

4.2.1. Granulometria do sedimento

A caracterização textural do sedimento foi efetuada através de determinação de fração grosseira ($> 63 \mu\text{m}$), o que implica a separação prévia desta fração por via húmida recorrendo a um crivo de $63 \mu\text{m}$. No que respeita à fração grosseira, foi realizada a granulometria através do método de peneiração num agitador mecânico durante 15 min constituído por uma coluna de peneiros de intervalo de $0,5\phi$.

A granulometria da fração fina foi executada a partir da atenuação de um feixe de raios X que atravessa a amostra em suspensão, com recurso ao equipamento SediGraph.

A caracterização textural dos sedimentos foi feita com base na percentagem de material superior a $63 \mu\text{m}$, segundo Fleming (2000) e de acordo com os limites dimensionais definidos por Wentworth (1927).

Os principais parâmetros estatísticos (média, desvio padrão, assimetria e curtose) foram obtidos através do método gráfico de Folk e Ward (1957) com recurso aos *softwares* SEDPC (Henriques, 2003).

No presente estudo, a análise granulométrica foi feita apenas na fração grosseira, superior a $63 \mu\text{m}$ ($<4\phi$), procedendo-se à seleção de frações entre 1ϕ e 3ϕ , necessárias para a continuidade das técnicas a realizar.

4.2.2. Teor de carbonato de cálcio e conteúdo de matéria orgânica

O teor em carbonato de cálcio, geralmente associado à presença de bioclastos foi determinado pelo método gasométrico utilizando o calcímetro EIJKELKAMP e segundo a norma fornecida pelo fabricante. O procedimento implica um ensaio preliminar do conteúdo de carbonato com base na reação com HCL (concentração 4mol/L) de 1g de sedimento para avaliar a massa de amostra a analisar e classificada segundo Baize (1988).

O conteúdo de matéria orgânica (M.O.) foi determinado pelo método de incineração (LOI- *Loss of Ignition*), que consiste na obtenção da percentagem de matéria orgânica da amostra dada pela diferença ponderal de 2 g de sedimento seco antes e depois de ser incinerada na mufla LENTON durante 2 horas a 550°C de acordo com Bengtsson e Enell (1986).

Em 5 amostras da sondagem CF2 (em que as areias não estavam disponíveis), após a separação prévia da fração grosseira, utilizando a metodologia descrita no subcapítulo anterior, procedeu-se à eliminação de matéria orgânica utilizando água oxigenada. O procedimento consistiu em adicionar água oxigenada à amostra, agitando o copo, adicionando repetidamente nova água oxigenada e deixar repousar até cessar a reação. A H_2O_2 não destrói totalmente a matéria orgânica, qualquer que seja a concentração empregada. Contudo, foram removidos grande parte dos restos vegetais e raízes existentes nestas amostras, por fim de facilitar a análise morfooscópica. Este tratamento foi realizado no âmbito da presente dissertação no Laboratório de Processos Costeiros, do Departamento de Geologia de Faculdade de Ciência (Universidade de Lisboa) e a classificação do sedimento quanto ao conteúdo de M.O foi feita de acordo com Costa (1991).

4.3. ANÁLISE GEOQUÍMICA

Nas 10 amostras selecionadas para análise geoquímica, foram determinados os elementos maiores, alguns elementos menores e vários elementos traço, perfazendo um total de 55 elementos químicos obtidos através de técnicas espectrométricas ICP-OES e ICP-MS, baseadas no uso de plasma -ICP (Plasma Acoplado Indutivamente) no laboratório *Activation Laboratories Ltd. - Global Headquarters* (Canadá).

As técnicas analíticas baseadas em ICP podem proporcionar uma composição elementar de uma ampla variedade de tipos de amostras, incluindo pós, sólidos, líquidos e suspensões. As amostras sólidas são geralmente dissolvidas ou digeridas utilizando uma combinação de ácidos num sistema de micro-ondas fechado, restando assim espécies de analito potencialmente voláteis, i.e., o elemento ou outro componente ou íon de interesse analítico de uma amostra.

A solução de amostra resultante é então nebulizada, ou seja, pulverizada no núcleo de um plasma de argônio acoplado indutivamente, onde são atingidas temperaturas de aproximadamente 9000° Kelvin. A temperaturas tão elevadas, a solução nebulizada é vaporizada e as espécies de analito são atomizadas, ionizadas e excitadas termicamente. A espécie de analito pode então ser detetada e quantificada com um espectrómetro de emissão ótica (OES), que mede a intensidade da radiação emitida no comprimento de onda característico do elemento específico a partir de átomos ou íons de analito termicamente excitados. As medições de intensidade são convertidas em concentração elementar por comparação com padrões de calibração. O ICP-OES é especialmente poderosa para a análise química quantitativa quando os padrões não estão disponíveis e é considerado adequado para a detecção da maioria dos elementos (73), com exceção dos elementos radioativos.

Outra técnica utilizada é ICP-MS (Espectrometria de massa por plasma acoplado indutivamente) que combina ICP de alta temperatura com um espectrómetro de massa. A fonte ICP converte os átomos dos elementos na amostra em íons. Estes íons são então separados e detetados pelo espectrómetro de massa. A ICP-MS tem muitas vantagens em relação a outras técnicas de análise, sendo capaz de detetar metais e diversos não-metais (e.g. S, P) em concentrações muito baixas de 0,0005-100ppb (parte por mil milhões em determinados isótopos).

4.4. ANÁLISE MORFOSCÓPICA

A morfoscopia consiste na observação à lupa binocular da forma e do aspeto da superfície dos grãos do quartzo. O termo foi introduzido por A Vatan em 1954 e pode definir-se como "a determinação estatística dos diferentes tipos de grãos de quartzo, cuja descrição se baseia nos caracteres visíveis à lupa binocular sobre fundo preto" (Azevedo, 1983). A morfoscopia é aplicada sobretudo nos grãos de quartzo, por ser um mineral de grande resistência aos agentes mecânicos e químicos, da erosão e do transporte.

A técnica implica a seleção prévia da fração arenosa compreendida entre 1 ϕ e 3 ϕ (em que foi aplicada a metodologia descrita no subcapítulo 4.2.1) e com auxílio da lupa binocular (Nikon, X90) foram contadas 3264 partículas sedimentares (aproximadamente 100 partículas por cada amostra) e identificaram-se em cada amostra os componentes fundamentais divididos em três grandes grupos: quartzo, bioclastos (fragmentos de conchas e conchas inteiras) e líticos (outras partículas terrígenas, incluindo minerais pesados e leves).

Após contagem, os grãos de quartzo foram classificados com base na observação visual, em função dos seus principais parâmetros morfométricos:

- i) rolamento segundo 6 classes de 0 a 5 (adaptado à escala de Power, 1953), onde 0 é bem rolado e 5 muito anguloso.

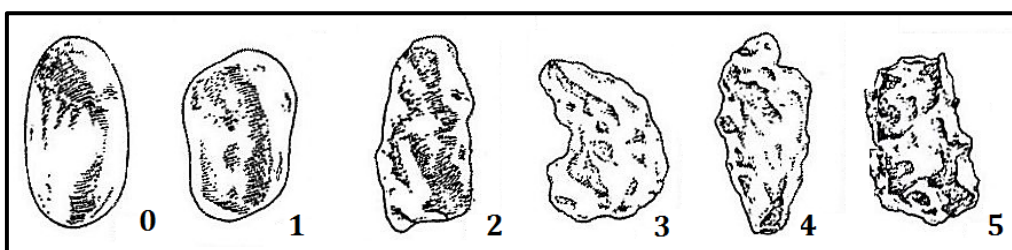


Figura 15- Escalas de rolamento: 0-bem rolado, 1-rolado, 2-subrolado, 3-subanguloso, 4-anguloso, 5-muito anguloso. Adaptado de Power (1953), redesenhado por Pettijohn *et al.*, 1973. Retirado de Galopim de Carvalho, 2005.

- ii) esfericidade segundo 4 classes, de 0 a 3 (onde 0 é esfericidade baixa e 3 alta), adaptadas às quatro classes de esfericidade sugeridas por Krumbein e Sloss, 1955 *in* Galopim de Carvalho (2005).



Figura 16- Escalas de esfericidade: 0- baixa, 1-média baixa, 2-media alta, 3-alta. Adaptado de Krumbein & Sloss, 1955. Retirado de Galopim de Carvalho, 2005.

Relativamente ao estado da superfície dos grãos foi efetuada uma classificação baseada na determinação visual onde se distinguiram grãos brilhantes, baços, limpos, sujos e picotados (ou com "cáries").

Os resultados foram inseridos numa base de dados utilizada para a análise estatística (Análise de Componentes Principais) realizada com recurso aos *Softwares* Canoco 5 e Statistica Dell v. 13.2.

4.5. ANÁLISE MICROTTEXTURAL

A análise microtextural dos grãos de quartzo (denominada Exoscopia) é uma técnica de análise micromorfológica da superfície dos grãos, que permite identificar os efeitos de sucessivos agentes e ambientes nos grãos.

A Exoscopia é uma nova técnica de análise que difere da Morfoscopia devido sobretudo à escala de análise, uma vez que a observação incide sobre as imagens ampliadas até dezenas de milhar de vezes obtidas com recurso ao Microscópio Eletrónico de Varrimento (MEV ou SEM – *Scanning Electron Microscope*).

A esta escala é possível identificar marcas adquiridas num dado grão, constituídas por partes salientes (ou cumes) e partes reentrantes (depressões). As partes salientes são geralmente mais expostas aos choques, enquanto as depressões são mais protegidas das ações mecânicas, preservando mais deposições de origem química (Galopim de Carvalho, 2005). Contudo, estas podem apresentar vestígios de inclusões profundas devidas aos diversos tipos de ações mecânicas.

Neste estudo, a análise microtextural foi baseada nas imagens de alta resolução obtidas com o Microscópio Eletrónico de Varrimento JEOL – JSM 52000LV, da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.

4.5.1. Procedimento laboratorial

A análise microtextural incidiu sobre aproximadamente 300 grãos de quartzo da fração compreendida entre 1ϕ - 3ϕ (125-500 μ m), escolhidos de forma aleatória à lupa binocular de um total de 12 amostras pré-selecionadas.

As experiências anteriores de outros autores indicam como valor mínimo 12 grãos por amostra, embora seja aconselhável utilizar um número mais elevado de grãos, próximo de 30.

Na presente dissertação, para cada amostra o número de grãos analisados foi quase sempre superior à 20, ultrapassando por vezes 30 e apenas em 3 amostras o número foi compreendido entre 15-20 grãos.

Os grãos foram colocados numa porta-amostras (pionés) e preparados para o MEV. A preparação implica a mineralização com ouro, ou seja, o revestimento com uma película de ouro de alguns nanómetros de espessura, de modo a evitar a acumulação de cargas elétricas na superfície do grão, que podem criar falsas marcas comprometendo a análise (Figura 17).



Figura 17- Câmara para mineralização com ouro (Laboratório da FCUL). Extraído de Costa *et.al.*, 2014

4.5.2. Princípios de funcionamento do MEV

O MEV possibilita ampliações até 100 000 vezes em contraste com as 100X conseguidas pela lupa binocular e seu princípio de funcionamento foi descrito com muitos detalhes por Costa *et al.* (2014).

Resumidamente, consiste na emissão de um feixe de eletrões primários por um filamento capilar de tungsténio (elétrodo negativo) ou hexaboreto de Lantânio (LaB_6) para explorar a superfície da amostra ponto a ponto, por linhas sucessivas percorrendo de uma forma ordenada e sistemática toda a superfície da amostra. A interferência deste feixe com a superfície da amostra provoca a reemissão de eletrões secundários, raios X e calor (Goldstein *et al.*, 1981 e Slayter e Slayter, 1992 *in* Costa *et al.*, 2014) e o feixe secundário é usado para produzir imagens da superfície.

A ampliação conseguida pelo MEV é obtida através da razão entre a dimensão da imagem final e a dimensão percorrida pelo feixe primário na superfície da amostra e varia com o ângulo de incidência do feixe primário, cujo diâmetro condiciona a máxima resolução da imagem.

Por outro lado, a imagem depende também da resolução do monitor utilizado para a visualização, o que quer dizer que o feixe é praticamente manipulado de modo a produzir uma imagem, cuja qualidade depende da distância focal (da ordem de 10 mm - Watt 1985 e Krinsley *et al.*, 1998 *in* Costa *et al.*, 2014) e da intensidade da fonte eletrónica. As imagens produzidas são geralmente em suporte digital e são gravadas diretamente num computador. Alguns MEVs são equipados com um sistema de espectrometria de energia dispersiva EDS (*Energy Dispersive Spectrometry*) que proporcionam a determinação da composição química das amostras.



Figura 18- Imagem do microscópio eletrônico de varrimento (JEOL – JSM 5200LV) utilizado na Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa (FCUL). É visível (à esquerda) o porta-amostras (**PA**) cuja movimentação é feita através de três parafusos – (Pf), a coluna eletromagnética (**CE**) e a fonte eletrônica (**FE**). Ao centro, são visíveis um pequeno monitor e o painel de controlo, onde se ajusta, a resolução e a energia do feixe. Extraído de Costa *et al.* (2014).

4.5.3. Classificação microtextural

As microtexturas dos grãos de quartzo podem fornecer evidências claras da génese e transporte do material depositado. As condições ambientais são registadas nas microtexturas superficiais dos grãos de areia, onde vários processos físicos (eólicos, fluviais, glaciários ou de outros eventos) e químicos (de dissolução ou deposição de sílica) criam combinações únicas de microtexturas.

No presente estudo, a identificação das microtexturas foi baseada na determinação visual das microtexturas utilizando a bibliografia de referência (Mahaney, 2002; Costa, 2012; Costa *et al.*, 2009; 2010; 2012a; 2012b; 2014).

Em cada grão foi realizada uma análise de imagem obtida com o MEV para identificar os atributos microtexturais resultantes da ação mecânica e química. Um conjunto de microtexturas foi identificado na superfície dos grãos, como superfícies recentes, marcas de percussão, marcas de dissolução, partículas aderentes (marcas de deposição).

Estes conjuntos de marcas/atributos microtexturais serão descritos sumariamente de seguida e apresentadas na Figura 19.

- i. Superfícies recentes - são microtexturas com aspeto "jovem" sem qualquer marca de ação química (precipitação e/ou dissolução) ou mecânica posterior e associam-se a marcas de fraturas ou marcas de abrasão recentes. Podem incluir também entalhes mais profundos, ou outras marcas de arrancamento desde que possuam superfícies limpas e arestas bem definidas.
- ii. Marcas de percussão - são todas as microtexturas que resultam do impacto mecânico e incluem geralmente depressões que resultam de colisão do grão ("V" de choque, crateras, cúpulas, crescentes, fraturas concoidais).
- iii. Marcas de dissolução - são microtexturas originadas por processos químicos e traduzem-se em corrosão das superfícies frescas e a formação de uma rede de cavidades com uma distribuição aleatória ou alinhadas segundo fraturas ou planos de clivagem.
- i. Partículas aderentes - são microtexturas que se apresentam protuberantes relativamente à superfície dos grãos. Por vezes, as partículas aderentes apresentam-se como fragmentos bem circunscritos dentro das ranhuras existentes nos grãos.

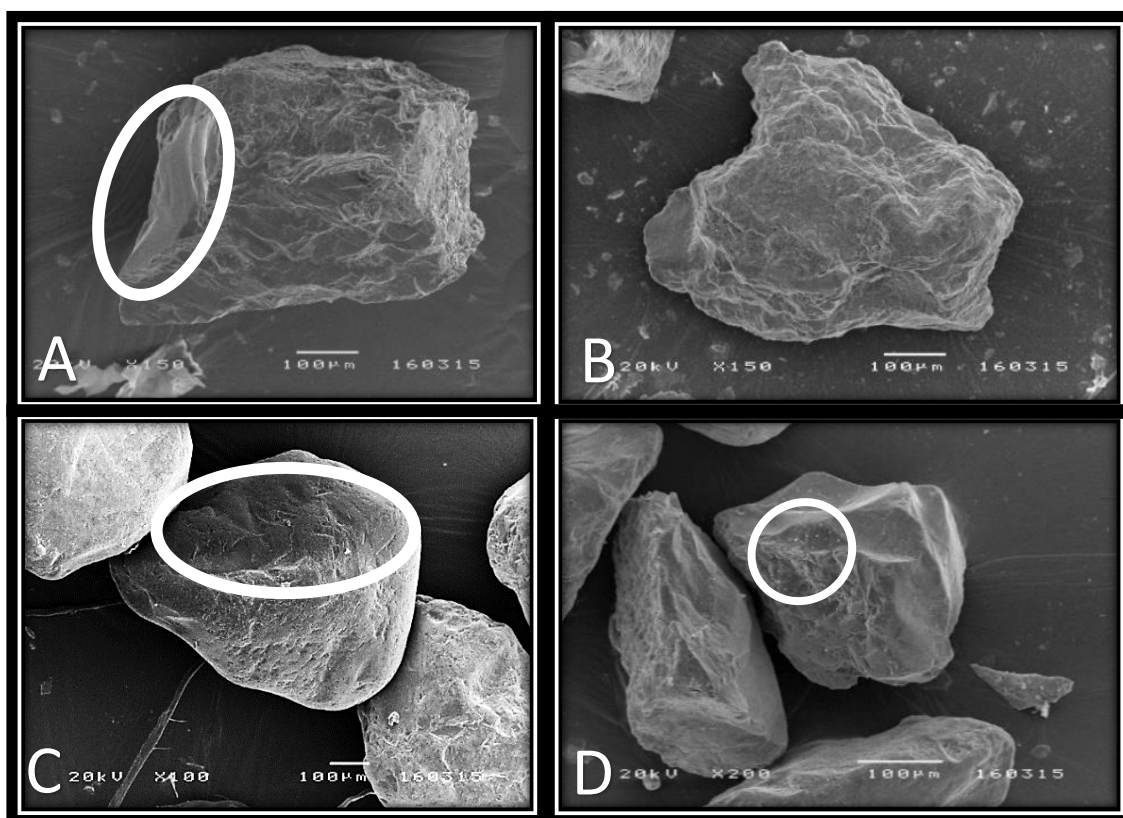


Figura 19- Exemplo de microtexturas. A- Superfície recente; B- Dissolução; C: Marcas de percussão; D- Partículas aderentes

Após a identificação das microtexturas na imagem, cada grão é caracterizado segundo duas classificações:

- i. Numa primeira classificação cada grão é caracterizado em função de atributo microtextural mais recente identificado na superfície do grão.
- ii. Na segunda classificação cada grão é classificado de ponto de vista quantitativo quanto à área ocupada por cada atributo/marca microtextural, utilizando para este efeito uma escala de 0 a 5, onde:
 0. Atributo ausente na superfície do grão.
 1. Atributo que ocupa até 10% da superfície do grão.
 2. Atributo que ocupa entre 10%-25% da superfície do grão.
 3. Atributo que ocupa entre 25%-50% da superfície do grão.
 4. Atributo que ocupa entre 50%-75% da superfície do grão.
 5. Atributo que ocupa mais de 75% da superfície do grão.

Além das microtexturas acima referidas, foram utilizados ainda outros atributos, como o rolamento e o relevo, que permitiram uma classificação quantitativa de cada grão:

- ✓ Rolamento - foi quantificado com base na escala do Power (1953) utilizando uma escala de 0 a 5, onde (onde 0 é muito rolado e 5 – muito anguloso) (Figura 20).

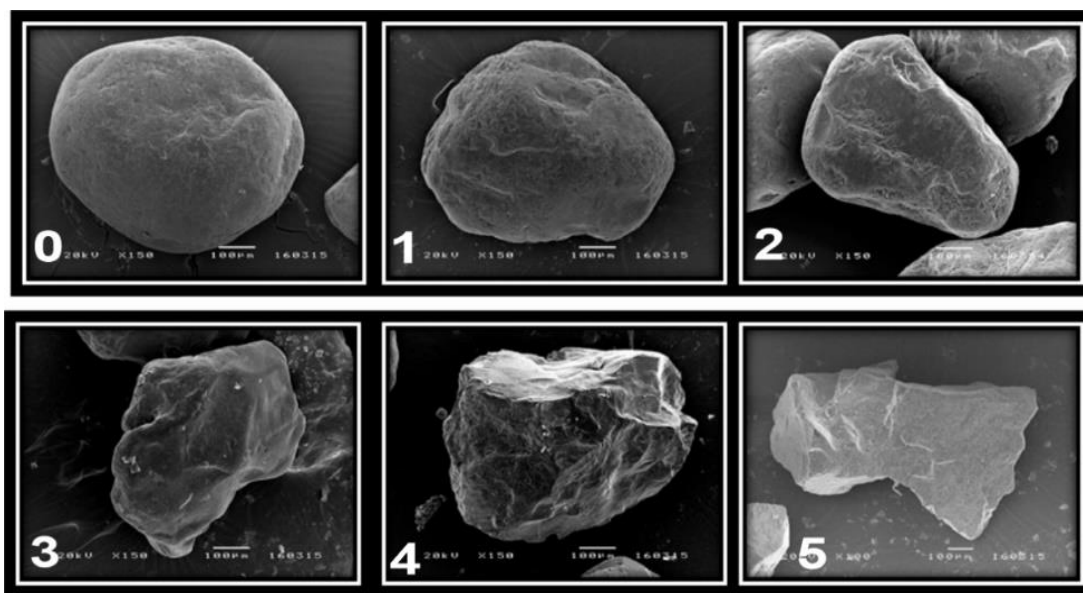


Figura 20- Rolamento. De 0-Bem rolado a 5-muito anguloso

- ✓ Relevo - é outro atributo utilizado para classificar cada grão, avaliando a microtopografia da superfície, utilizando uma escala quantitativa de 1 a 3 (1-baixo, 2-médio, 3-alto) (Figura 21).

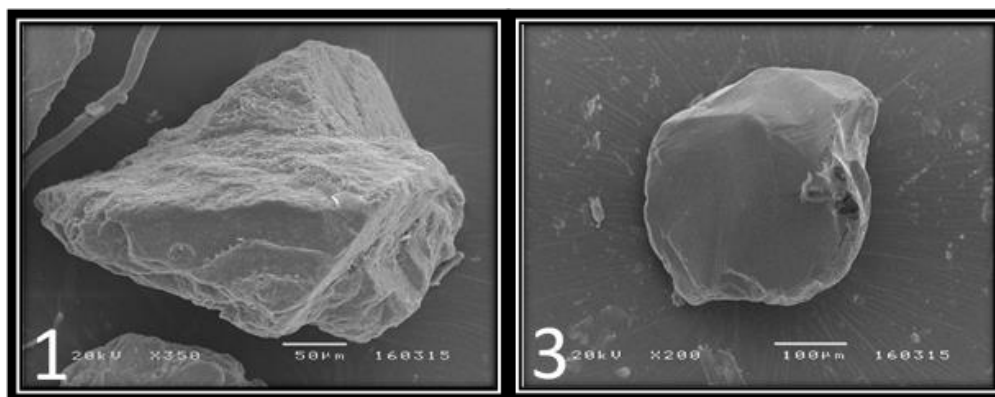


Figura 21- Relevo. De 1- Grão com relevo alto a 3-Grão com relevo baixo

No que respeita à segunda classificação foram utilizados os valores médios para cada atributo/marca microtextural, considerados representativos para a totalidade dos grãos que constituem a amostra.

Os dados obtidos são usados para análise estatística realizada com recurso ao *Software Statistica Dell, 13.0*, que serve de suporte para interpretação dos resultados.

4.5.4. Atlas de microtexturas

Após o tratamento classificatório descrito anteriormente, um número considerável de fotografias de muito alta resolução, obtidas com o MEV, foi recolhido e agrupado em associações microtexturais segundo as texturas identificadas. As imagens foram agrupadas num atlas, apresentado em Anexo B, de modo a facilitar a identificação das microtexturas.

As metodologias acima descritas foram resumidas num quadro em que foi compilada toda a informação cedida com os procedimentos metodológicos aplicados na presente dissertação e os resultados desta compilação encontrem-se reunidos na Tabela VII.

4.6. PRODUÇÃO CARTOGRÁFICA

A utilização de Sistemas de Informação Geográfica foi diversa e foi aplicada em várias etapas do trabalho, utilizando o *software* especializado ArcGis 10.4.1 (incluindo a extensão ArcScene).

Foram utilizados dados matriciais disponibilizados pelo ESRI Portugal através de *ArcGis online*, permitindo o *download* de imagem ASTER, com píxel de 30 m e dados em formato vetorial, mais precisamente a cartografia base das curvas de nível com equidistância de 10 m e os limites administrativos do país. Estes dados permitiram criar o modelo digital de terreno da área de estudo que serviu para construção de um modelo de simulação hidrológico, utilizado para delimitar a bacia hidrográfica do Rio Alcabrichel. A boca de sondagem foi georreferenciada sobre a cartografia realizada. Executaram-se perfis topográficos, utilizando para este fim, técnicas de interpolação espacial.

Tabela VII - Quadro esquemático com os procedimentos metodológicos desenvolvidos.

A- TÉCNICAS SEDIMENTOLÓGICAS DESENVOLVIDAS NO ÂMBITO DO PROJETO FMI-5000		
B- TÉCNICAS SEDIMENTOLÓGICAS DESENVOLVIDAS PELA AUTORA DO PRESENTE ESTUDO		
Amostragem	Descrição litoestratigráfica (<i>Logs</i>)	A e B
Análise textural	Granulometria do sedimento	A
	Parâmetros granulométricos estatísticos	A
	Teor em CaCO ₃ e M.O.	A
Análise geoquímica		B
Morfoscopia		B
Análise microtextural (Exoscopia)	Procedimento laboratorial	B
	Procedimento classificatório	B
	Procedimento analítico (ACP)	B
	Atlas de microtexturas	B
Datação	¹⁴ C	A

5.1. CARACTERIZAÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA DA SONDAGEM CF2

Na sequência sedimentar da sondagem CF2, que atingiu 501 cm em profundidade, identificaram-se cinco unidades litoestratigráficas e os dados globais utilizados foram fornecidos pela equipa FMI-5000.

Os resultados sedimentológicos de 50 amostras consideradas representativas de cada unidade litoestratigráfica encontram-se reunidos num quadro apresentado em Anexo A e serviram de suporte para identificar a variação vertical do sedimento, por fim de proceder a caracterização litoestratigráfica e textural da sondagem da sondagem CF2.

O *log* esquemático (Figura 22) mostra que a sondagem CF2 exhibe, de um modo geral, um carácter vasoso (segundo classificação de Fleming, 2000), intercalada por vezes com material arenoso.

Seguidamente, sintetizam-se (da base para o topo) as cinco unidades litoestratigráficas da sondagem CF2 caracterizadas por composição textural distinta:

- i. A primeira unidade (**UL₁**) na base da sondagem, entre -501cm e -167cm é composta sobretudo por material lodoso, essencialmente argila média e grosseira intercalada com silte fino e muito fino.
- ii. A segunda unidade, **UL₂** de -167 cm a -117 cm consiste principalmente em silte médio e muito fino intercalado por lâminas de areia muito fina.
- iii. A terceira unidade **UL₃**, entre -117 e -107 cm é constituída somente por areia fina e apresenta um contacto abrupto com a unidade subjacente, sugerindo um incremento brusco de energia e um evento de deposição de curta duração.
- iv. A unidade **UL₄** de -107 cm a 17 cm profundidade, apresenta o mesmo padrão da unidade **UL₂**, sendo caracterizada por elevado teor em silte (grosseiro e médio) e interrompida por finos leitos de areia muito fina.
- v. Por fim, o topo da sondagem, de 17 cm profundidade até à superfície, corresponde à unidade **UL₅** e é caracterizada pelo domínio exclusivo da fração arenosa (100%) com areias provenientes do sistema dunar existente no local.

Tendo por base os critérios litoestratigráficos é possível detetar pelo menos dois eventos caracterizados por um incremento brusco de material grosseiro, sugerindo que foram depositadas em condições de maior energia hidrodinâmica.

Na Figura 22 observa-se que na base de sondagem, a aproximadamente 420 cm profundidade, ocorre um evento muito curto caracterizado por um aumento significativo de material grosseiro intercalado na unidade **UL₁**. Um segundo evento corresponde à uma lâmina de areia muito fina que ocorre na unidade **UL₂**, enquanto o mais recente, de aproximadamente 10 cm espessura corresponde a toda a unidade **UL₃** e foi associado à uma inundação marinha extrema, possivelmente de origem tsunamigénica (Ramos-Pereira *et al.*, 2013).

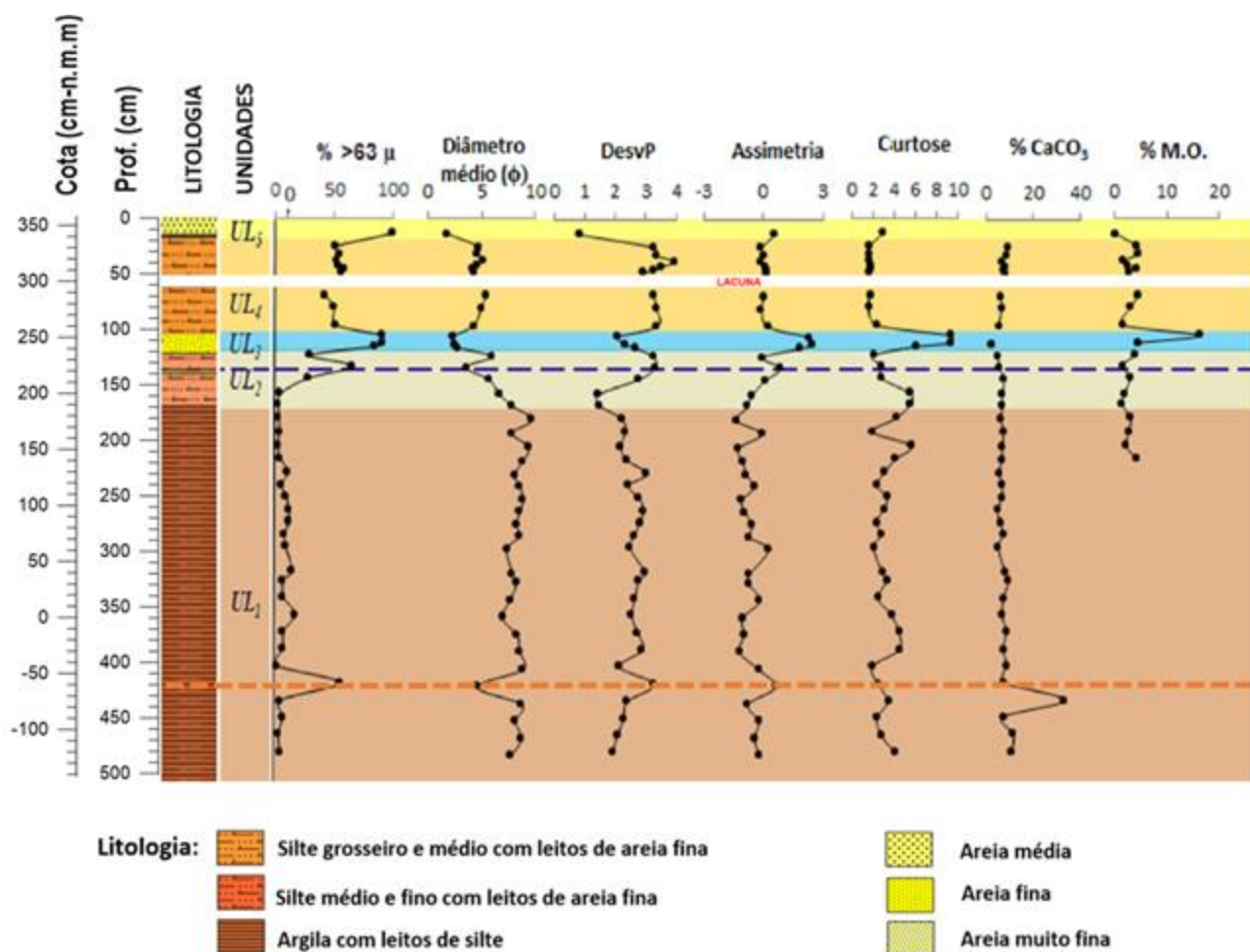


Figura 22- Coluna litoestratigráfica da sondagem CF2 e os perfis verticais dos principais parâmetros texturais e composicionais. As cores correspondem às unidades litoestratigráficas, onde a unidade **UL₃** é possivelmente de origem tsunamigénica e as linhas tracejadas correspondem aos outros eventos de inundação.

5.2. CARACTERIZAÇÃO TEXTURAL DO SEDIMENTO

De ponto de vista textural a sondagem CF2 apresenta uma clara heterogeneidade entre as respectivas unidades (Figura 22 e Anexo A), onde as diferentes percentagens de argila, silte, areia e gravilha e vários níveis de carbonato de cálcio e matéria orgânica evidenciam ambientes de sedimentação distintos.

A primeira unidade (**UL₁**), compreendida entre 501 cm e 167 cm profundidade, apresenta a maior espessura e é constituída predominantemente por vasa e vasa pouco arenosa. A aproximadamente 420 cm profundidade regista-se uma variação brusca do diâmetro médio das partículas, com um incremento do material arenoso, passando de uma percentagem de aproximadamente 4 % a -442 cm para 50% a -423 cm profundidade, com areias muito mal calibradas e assimetria forte positiva. De acordo como os resultados do projeto FMI-5000, estes materiais grosseiros (incluindo também gravilha) estão associados à um episódio de cheia do Rio Alcabrichel, uma vez que não foram detetados indicadores marinhos à esta profundidade (Ramos-Pereira et al., 2013).

A unidade **UL₂** (entre -167 cm e -117 cm) distingue-se da unidade subjacente pelo aumento do diâmetro médio das partículas (silte médio e fino com intercalações de argila). A componente grosseira é composta por areias muito finas e muito mal calibradas, com o índice de assimetria de forte negativo a forte positivo (Ski: -0,98 a 0, 86) e a curva de distribuição mantem-se idêntica. Esta unidade apresenta uma lâmina de areia muito fina entre -136 cm e -133 cm, cuja origem é desconhecida, podendo estar relacionada com um evento extremo de inundação marinha ou fluvial.

A unidade **UL₃**, de -117 a -107 cm apresenta características texturais completamente diferentes relativamente às unidades enquadrantes, com um incremento abrupto da percentagem da fração grosseira, passando de aproximadamente 50% na unidade anterior para 90% nesta unidade. Esta unidade é a única que apresenta curvas de distribuição vertical distintas em todos os parâmetros texturais, com um aumento significativo da dimensão dos grãos em comparação com a unidade **UL₂**, com areias muito mal calibradas, assimetria forte positiva e uma curva de distribuição extremamente leptocúrtica., indicando uma forte variação de fácies para um ambiente de elevadas condições hidrodinâmicas.

A unidade sobrejacente (até 17 cm profundidade) corresponde a unidade **UL₄** e distingue-se fortemente da unidade anterior, passando para um ambiente deposicional mais calmo, com caraterísticas texturais semelhantes à unidade **UL₂**, exibindo sedimento constituído por vasas arenosas (silte médio e grosseiro) e alguns leitos de areia vasosa e muito mal calibrada. O índice de assimetria é de negativo a forte positivo (Ski: -0,26 a 0,68) e a curva de distribuição é leptocúrtica e muito leptocúrtica. A fração arenosa regista uma diminuição gradual do diâmetro médio em direção ao topo, enquanto os restantes parâmetros mantem-se relativamente constantes.

A parte superior da sondagem CF2 que corresponde a unidade **UL₅** é constituída por areia média e moderadamente calibrada (Mz: 0,88Φ a 1,00 Φ); a assimetria é predominantemente forte positiva a

aproximadamente simétrica (Ski: 0,08 a 0,71), ou seja, com predominância de sedimentos mais finos e uma curva de distribuição predominantemente extremamente leptocúrtica.

Relativamente à ocorrência de carbonato de cálcio, verificou-se pouca variação vertical em toda a coluna sedimentar, com sedimento predominantemente pouco carbonatado (5-15%) segundo a classificação do Baize (1988). Os valores mínimos de teor em carbonato (2,5%) ocorrem a 115 cm profundidade, na unidade **UL₃** e os valores máximos atingem 33% de CaCO₃ a 442 cm profundidade na unidade **UL₁**, sendo esta a unidade mais carbonatada da toda a coluna sedimentar.

Quanto ao conteúdo de matéria orgânica (M.O), os dados disponíveis dos últimos 221 cm (da base para o topo) mostram que, de um modo geral, regista-se teores médios de M.O (segundo a classificação de Costa, 1991), com teores muito baixos, inferiores à 0,5% na unidade superficial e níveis de M.O moderadamente altos e muito altos na unidade **UL₃** aos -114 cm e -107 cm, respetivamente, onde o teor em M.O. tende a ser o mais elevado desta seção sedimentar, atingindo 16,42% (Figura 22 e Anexo A).

Sintetizando, a caracterização textural do sedimento permitiu distinguir as cinco unidades litoestratigráficas e identificar alguns eventos deposicionais que indicam ambientes distintos de deposição em que o material arenoso se encontra intercalado entre sedimentos finos (silte), podendo ser associados aos eventos extremos de inundação marinha, como os *tsunamis*.

5.3. ANÁLISE GEOQUÍMICA

A análise geoquímica quantitativa para vários elementos químicos foi realizada em 10 amostras pré-selecionadas e determinados os elementos maiores, menores e alguns elementos traços.

Antes de proceder à caracterização geoquímica é importante fazer a uma breve descrição dos conceitos de elementos maiores, menores e traço.

Designam-se por elementos maiores, os elementos constituintes de rochas, componentes de água e alguns principais constituintes dos organismos vivos como o Na, Al, Si, K, Ca e Fe, que são geralmente expressos em uma proporção percentual em massa do elemento e cuja abundância média na crosta excede 1 % (Kuwatani *et al.*, 2014). Os elementos menores são considerados os elementos cuja abundância média ronda entre 0,01%-1%, enquanto os elementos traço são aqueles que tem uma abundância média na ordem de 1 parte por milhão (1ppm ou mg kg⁻¹).

Os resultados da análise geoquímica encontram-se sintetizados na Tabela VIII e permitiram expressar graficamente a variação vertical ao longo da seção sedimentar até aos 140 cm profundidade.

Tabela VIII - Resultados globais dos elementos geoquímicos analisados.
A azul corresponde aos dois possíveis eventos de inundação marinha.

Analyte Symbol	Al	As	B	Ba	Be	Bi	Ca	Cd	Ce	Co	Cr	Cs	Cu	Dy	Er	Eu	Fe	Ga
Unit Symbol	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm
Detection Limit	0,01	5	10	3	3	2	0,01	2	0,8	0,2	30	0,1	2	0,3	0,1	0,1	0,05	0,2
Analysis Method	FUS-Na ₂ O ₂		FUS-MS-Na ₂ O ₂															
13 cm	2,2	21	60	207	< 3	< 2	0,13	< 2	15	2,9	< 30	2,7	29	0,7	0,4	0,2	1,86	4,7
73 cm	5,53	14	80	431	< 3	< 2	1,61	< 2	51,8	9,7	30	8,1	40	3,3	2	0,8	2,65	12,7
100 cm	6,47	16	60	491	< 3	< 2	1,53	< 2	66,5	9,8	70	7,9	71	4,1	2,5	1	2,52	14,9
107 cm	2,78	34	40	293	< 3	< 2	0,11	< 2	18,1	4,3	30	3,7	158	1	0,7	0,3	1,74	5,5
112 cm	2,54	16	60	197	< 3	< 2	0,11	< 2	13,4	2,5	< 30	4,6	129	0,8	0,5	0,2	1,55	5
115 cm	2,18	15	50	206	< 3	< 2	0,11	< 2	11,5	1,9	< 30	2,1	533	0,6	0,4	0,2	1,14	4
117 cm	4,2	12	60	319	< 3	< 2	0,14	< 2	27,4	5,5	< 30	10,7	55	1,7	1	0,4	2,12	9,1
126 cm	8,33	15	60	429	4	< 2	0,25	< 2	59,1	10,6	< 30	10,9	87	3,7	2,1	1	3,11	19,6
135 cm	6,22	13	60	444	< 3	< 2	1,1	< 2	56,6	15,6	510	8,2	259	3,7	2,2	0,9	2,77	13,7
139 cm	7,4	10	80	426	3	< 2	0,96	< 2	71,8	9,3	< 30	8,9	53	3,9	2,3	1	3,07	16,9

Analyte Symbol	Gd	Ge	Ho	Hf	In	K	La	Li	Mg	Mn	Mo	Nb	Nd	Ni	Pb	Pr	Rb	S
Unit Symbol	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%
Detection Limit	0,1	0,7	0,2	10	0,2	0,1	0,4	3	0,01	3	1	2,4	0,4	10	0,8	0,1	0,4	0,01
Analysis Method	FUS-MS-Na ₂ O ₂																	
13 cm	1,1	3,5	< 0,2	< 10	< 0,2	1,5	6,5	19	0,1	266	< 1	2,5	5,7	20	16,4	1,5	71,1	< 0,01
73 cm	4	4,1	0,7	< 10	< 0,2	2,6	23,1	40	0,59	590	5	10,2	20,8	50	31,3	5,4	124	0,08
100 cm	5,1	4,2	0,9	< 10	< 0,2	2,8	30	45	0,63	622	< 1	12,1	27,1	290	35,8	7	137	0,02
107 cm	1,3	3,7	0,2	10	< 0,2	2	8,2	29	0,11	132	6	8,9	7	30	19	1,9	81,2	0,09
112 cm	1	3	< 0,2	< 10	< 0,2	1,8	6,2	17	0,1	111	< 1	11,3	5,4	20	10,9	1,5	76,5	< 0,01
115 cm	0,9	2,6	< 0,2	< 10	< 0,2	1,8	5,3	13	0,06	90	< 1	< 2,4	4,7	20	11,1	1,3	69,3	0,03
117 cm	2,2	2,8	0,4	< 10	< 0,2	2,3	12,5	33	0,29	158	2	5,8	11,1	20	17,9	3	107	0,03
126 cm	4,6	3,6	0,8	< 10	< 0,2	3,1	27,3	56	0,62	243	< 1	13,6	24,1	30	32,8	6,4	171	< 0,01
135 cm	4,7	3,3	0,8	20	< 0,2	2,9	25,6	52	0,46	456	69	13,6	23,6	160	31,7	6	130	0,04
139 cm	4,9	3,4	0,8	< 10	< 0,2	3,2	32,2	47	0,51	438	2	12,3	28,6	30	25,4	7,2	154	0,04

Analyte Symbol	Sb	Se	Si	Sm	Sn	Sr	Ta	Tb	Te	Th	Ti	Tl	Tm	U	V	W	Y	Yb	Zn
Unit Symbol	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Detection Limit	2	0,8	0,01	0,1	0,5	3	0,2	0,1	6	0,1	0,01	0,1	0,1	0,1	5	0,7	0,1	0,1	30
Analysis Method	FUS-MS-Na ₂ O ₂		FUS-Na ₂ O ₂	FUS-MS-Na ₂ O ₂							FUS-Na ₂ O ₂	FUS-MS-Na ₂ O ₂							
13 cm	< 2	< 0,8	> 30,0	0,9	2,9	29	< 0,2	0,1	< 6	2,7	0,09	0,6	< 0,1	0,7	11	< 0,7	4,6	0,4	< 30
73 cm	< 2	< 0,8	> 30,0	4,1	4,9	65	1,1	0,6	< 6	8,7	0,27	0,8	0,3	2,3	41	< 0,7	20,3	1,9	100
100 cm	< 2	< 0,8	> 30,0	5,3	4,3	60	2,8	0,8	< 6	11,7	0,33	0,8	0,4	3	46	9,5	25,2	2,4	120
107 cm	< 2	< 0,8	> 30,0	1,2	38	33	3	0,2	< 6	3,5	0,08	0,4	0,1	1,1	11	12,6	6,6	0,7	90
112 cm	< 2	< 0,8	> 30,0	0,8	1,2	27	1	0,1	< 6	2,3	0,07	0,4	< 0,1	0,7	10	3,3	4,7	0,4	80
115 cm	< 2	< 0,8	> 30,0	0,7	2,3	27	< 0,2	0,1	< 6	1,9	0,05	0,4	< 0,1	0,5	6	4,2	3,7	0,3	260
117 cm	< 2	< 0,8	> 30,0	2	4,3	32	10,8	0,3	< 6	5,3	0,13	0,8	0,2	1,6	24	11,1	10,2	1	90
126 cm	< 2	< 0,8	> 30,0	4,9	5,8	51	1,6	0,7	< 6	10,4	0,35	1	0,3	2,8	65	8,4	22,9	2	190
135 cm	< 2	< 0,8	> 30,0	4,6	10,1	60	6,6	0,7	< 6	10,3	0,29	0,8	0,3	2,6	37	19	21,2	2,1	260
139 cm	< 2	< 0,8	> 30,0	5,4	3,5	55	1,1	0,7	< 6	10,4	0,29	0,9	0,4	3,7	50	< 0,7	24,1	2,1	70

Do total dos elementos químicos analisados (5 elementos maiores, 3 menores e 47 elementos traço), selecionaram-se aqueles mencionados na bibliografia de referência como indicadores de inundação tsunamigénica (Chagué-Goff *et al.*, 2010; Font *et al.* 2013; Cuvén *et al.* 2013), incluindo o enxofre (S) como indicador de paleossalinidade e outros elementos como o cálcio (Ca), o estrôncio (Sr), o bário (Ba) associados à entrada de material biogénico. Por outro lado, vários elementos metálicos estão associados

com o material terrígeno e tem uma relação estreita com a dimensão das partículas, como por exemplo a variações de Al, como componente principal dos sedimentos finos é utilizada como indicador para discriminar as areias dos sedimentos lodosos. Alguns elementos não foram mostrados graficamente, porque apresentaram respostas analíticas abaixo do limite instrumental.

A distribuição vertical dos elementos químicos analisados (Figura 23) mostra claras semelhanças entre as unidades **UL₂** e **UL₄**, que reflete a homogeneidade textural destas unidades, caracterizadas por sedimentos de granulometria fina (silte) e geralmente compostas por aluminossilicatos.

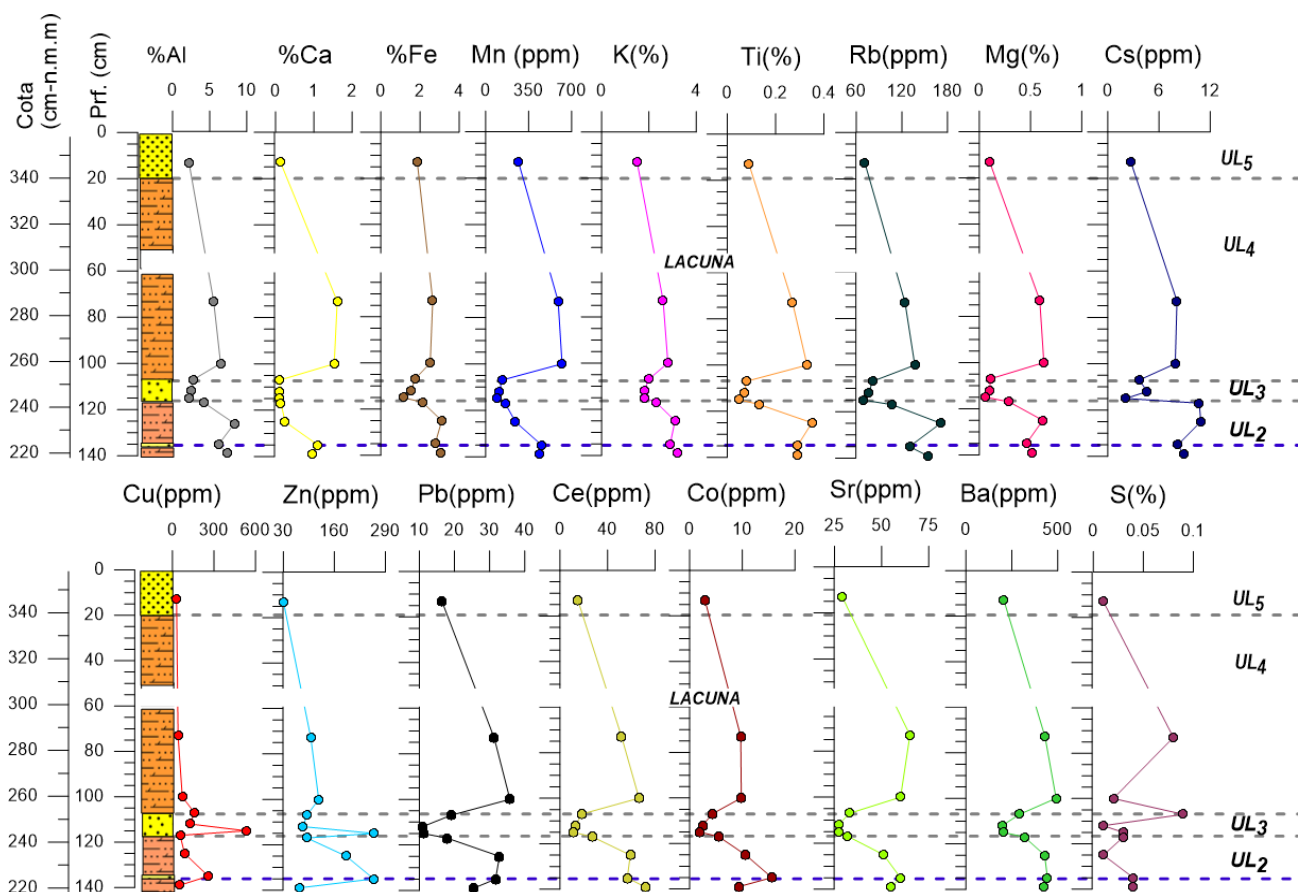


Figura 23- Distribuição vertical dos teores de alumínio (Al), cálcio (Ca), ferro (Fe), manganês (Mn), potássio (K), titânio (Ti), rubídio (Rb), magnésio (Mg), Cs (Césio), cobre (Cu), zinco (Zn), chumbo (Pb), cério (Ce), cobalto (Co), estrôncio (Sr), bário (Ba) e enxofre (S) da coluna sedimentar da sondagem CF 2.

Os valores mais altos de Al (Figura 23 e Tabela VIII), surgem, portanto, nestas duas unidades, aos 126 cm e 100 cm profundidade, com teores de 8,23% e 6,47% respectivamente. Concentrações mais baixas verificam-se na unidade superficial (**UL₅**) e na unidade **UL₃**, possivelmente de origem tsunamigénica, com teores de 2,2% e 4,2% respectivamente.

As concentrações de Ca atestam a presença ou ausência de carbonato de cálcio e são geralmente associadas à componente bioclástica do sedimento. A unidade **UL₃** encontra-se quase desprovida de carbonato de cálcio, com teores inferiores a 1%, com valores idênticos de 0,11% em quase toda a unidade,

com exceção da amostra aos -117 cm (a base desta unidade) que apresenta teores ligeiramente superiores de 0,14% Ca.

A distribuição vertical de Mn e Fe é bastante similar ao longo da seção sedimentar, com concentrações mínimas dos ambos os elementos aos 115 cm profundidade, na unidade **UL₃** (Figura 23 e tabela VIII). No entanto, os dois metais registam os seus valores máximos em unidades litoestratigráficas distintas, com valores máximos de Mn de 620 ppm aos 100 cm profundidade, enquanto o Fe surge em concentrações máximas de 3,11% aos 126 cm profundidade.

Os perfis verticais dos elementos terrígenos K e Ti, geralmente presentes na composição de aluminossilicatos (Oliveira, 2009) exibem um comportamento semelhante ao Al, com teores mais reduzidos na unidade **UL₃** e **UL₅** (Figura 23), mas com menor variação vertical no caso de K.

O Rb e o Mg são outros elementos que ocorrem em rochas sedimentares, presentes sobretudo em argilominerais, onde surgem de um modo geral em altos teores, justificando assim perfis verticais idênticos e análogos ao do Al, com valores mínimos a 115 cm profundidade e valores máximos a 126 cm profundidade.

O comportamento do Cs é bastante similar, com valores mínimos de 2,1 ppm aos -115 cm e máximos de 10,9 ppm aos -126 cm. Contudo, na base da unidade **UL₃**, os teores de Cs são quase idênticos ao que foi verificado na amostra subjacente, registando 10,7 ppm.

A par dos elementos metálicos Cu e Zn apresentam perfis verticais quase idênticos entre si ao longo da seção sedimentar, sendo possível distinguir teores muito elevados destes metais na unidade **UL₃**, surgindo em concentrações máximas aos 115 cm profundidade, com teores de Cu e Zn de 553 ppm e 260 ppm, respetivamente. Um comportamento similar verificou-se também a -135 cm, onde os teores destes metais são relativamente elevados quando comparados com as amostras enquadrantes, com concentrações de Cu de 229 ppm, ou mesmo idênticas às observadas anteriormente em caso do Zn.

Subjacentemente, a -117 cm, na base da unidade **UL₃**, a variação vertical de Cu e Zn exibe teores muito inferiores, com valores de 55 ppm, ligeiramente mais elevados do que foi verificado na unidade superficial, onde, ambos os metais apresentam os seus valores mínimos inferiores à 30 ppm.

No caso de Pb, a variação vertical exibe um comportamento distinto dos metais referidos anteriormente com teores sensivelmente mais baixos na unidade **UL₃**, que diminuem gradualmente da base (17,9 ppm) para o meio desta unidade, entre -112 cm e 115 cm profundidade, onde regista os seus valores mínimos de 10,9 (ppm) e 11,1 (ppm), respetivamente, voltando a aumentar ligeiramente para 19 ppm a -107 cm, no topo desta unidade.

Nas restantes amostras, a variação de Pb apresenta um padrão de diminuição em duas direções, a partir da unidade **UL₃**, (Tabela VIII e Figura 23), diminuindo gradualmente em direção à base e para o topo da seção sedimentar, onde surgem valores de 16,4 ppm semelhantes aos limites da unidade **UL₃**. A 135 cm

profundidade não se verificou oscilação significativa de Pb, quando comparada com as restantes amostras da mesma unidade.

Outros elementos são o Ce e o Co, que exibem oscilações ao longo da seção sedimentar semelhantes ao Pb, com teores mais baixos na unidade **UL₃** e nos sedimentos superficiais (Figura 23), com os seus mínimos a 115 cm profundidade (11,5 ppm e 1,9 ppm, respetivamente), aumentando gradualmente em duas direções, para o topo e para a base da unidade **UL₃**. Nas unidades **UL₄** e **UL₅** o perfil vertical Ce e Co são bastante semelhantes, verificando-se uma certa linearidade destes elementos, diminuindo gradualmente para o topo da seção sedimentar. Subjacentemente, na unidade **UL₂** verificam-se variações distintas nos teores destes elementos, sendo que o Ce tende a aumentar para a base desta unidade, onde regista os teores mais altos de 71 ppm de toda a seção sedimentar, enquanto o Co regista o seu valor máximo (15,6 ppm) a -135 cm, diminuindo ligeiramente para a base da seção sedimentar.

O Sr e o Ba são elementos importantes no ciclo biogeoquímico marinho (Cuven *et al.*, 2013). O Ba é geralmente adsorvido nos minerais argilosos, surgindo em teores mais baixos no meio da unidade **UL₃** entre 115 cm e 112 cm profundidade, onde regista valores de 206 ppm e 197 ppm respetivamente, semelhantes aos sedimentos superficiais. A oscilação do Sr não é muito significativa, surgindo em concentrações mais baixas que variam entre 27 ppm e 33 ppm, na unidade **UL₃** e na unidade superficial e em teores mais altos até 60 ppm nas restantes amostras.

Entre os elementos indicadores de salinidade, foi analisado o S, cujos teores oscilam ao longo da seção sedimentar, com intervalos de percentagem compreendidos entre valores inferiores à 0,01% e 0,9%. Na unidade **UL₂** a concentração de S regista valores idênticos de percentagem de 0,04% em duas amostras situadas a -139 e -135 cm e diminuem em direção ao topo, surgindo com valores inferiores à 0,01% aos 126 cm profundidade.

A unidade **UL₃** apresenta a maior oscilação na concentração de S, com valores sensivelmente mais altos de 0,03% na base desta unidade quando comparados com o que foi verificado subjacentemente, voltando a diminuir aos 112 cm profundidade, onde surgem novamente valores inferiores à 0,01%. A partir desta profundidade verificou-se um incremento significativo da percentagem de S para o topo da unidade **UL₃** (a -107 cm), onde regista os seus valores máximos de 0,09%.

Na unidade sobrejacente (**UL₄**), a 100 cm profundidade, a percentagem de S regista novamente uma diminuição para 0,02%, seguida por um novo aumento (0,08%) a 73 cm profundidade e acaba por diminuir na unidade superficial, onde surgem valores inferiores a 0,01% (Tabela VIII e Figura 23).

Sumariamente, o comportamento do S é completamente distinto dos restantes elementos analisados, com maiores oscilações ao longo da toda a seção sedimentar, não só entre as respetivas unidades litoestratigráfica, mas também no interior de cada unidade.

Em suma, o estudo geoquímico da seção sedimentar até 140 cm profundidade da sondagem CF2, caracterizada pelo predomínio dos sedimentos vasosos, mostra uma distribuição vertical relativamente monótona antes e após a unidade **UL₃**, com perfis verticais quase idênticos entre si em todos os elementos analisados. A 135 cm profundidade não foi detectado nenhum padrão específico, com teores na maioria dos elementos químicos, muito semelhantes ao que foi verificado na amostra que constitui a base da unidade e, apenas em alguns elementos surgiram valores mais próximas das amostras constituintes da unidade **UL₃**.

5.4. MORFOSCOPIA NA SONDAGEM CF2

No conjunto de 32 amostras analisadas e agrupadas de acordo com as cinco unidades litoestratigráficas, foram contadas e triadas um total de 3264 partículas.

Como referido no Capítulo 4, em determinados casos o sedimento foi insuficiente para amostragem, pelo que foi efetuada uma subamostragem em intervalo de 2 cm ou superiores. Adicionalmente, após o tratamento granulométrico e estatístico foi realizada uma reamostragem das amostras que apresentaram os mesmos parâmetros granulométricos e estatísticos e neste caso, do total de 41 amostras pré-selecionados para análise morfoscópica foi realizada a observação à lupa binocular sobre 32 amostras (Tabela IX).

Os resultados obtidos através de observação à lupa binocular incluem os dados composicionais (percentagem de quartzo (Qz), bioclastos e líticos) e os principais parâmetros morfoscópicos dos grãos de quartzo que serão apresentados na seguinte ordem: rolamento, esfericidade, variedade (qz. hialino/ qz. leitoso), revestimento (qz. sujo/qz. limpo), aspeto superficial (qz. brilhante/qz. baço) e quartzo com "cáries" ou picotados.

Quanto aos parâmetros morfométricos, estes são apresentados de acordo com as escalas referidas no Capítulo 4, em que (i) o rolamento foi classificado de 0 a 5 (adaptado à escala de Power, 1957), onde: 0- bem rolado; 1-rolado;2-subrolado;3-subangulos;4-ngulos;5-muito anguloso, e (ii) a esfericidade foi classificada de 0 a 3, onde 0-esfericidade baixa; 1-esfericidade média baixa; 2-esfericidade média alta; 3-esfericidade alta.

Os resultados morfoscópicos são apresentados na Tabela IX e o cálculo das medidas de tendência central (mediana) facilitou a representação gráfica de cada atributo morfoscópico por cada unidade litoestratigráfica.

Tabela IX- Resultados morfooscópicos dos dados composicionais e da classificação dos grãos de quartzo em função dos seus parâmetros morfométricos e do estado da superfície.

Rolamento: 0-bem rolado; 1-rolado;2-subrolado;3-subangulos;4-ngulos;5-muito anguloso e 5-muito angulosos;

Esfericidade: 0-esfericidade baixa; 1-esfericidade média baixa; 2-esfericidade média alta; 3-esfericidade alta.

Unidades	Prof. (cm)	Ref. Amostra	% Líticos	% Bioclastos	% Quartzo	Rolamento %						Esfericidade %				Variedade		Revestimento		Aspecto superficial		% Qz c/cárie
						0	1	2	3	4	5	0	1	2	3	% Qz Leitoso	% Qz Hialino	% Qz Limpo	% Qz Sujo	% Qz Baço	% Qz Brilhante	
UL5	13	1.10	4	17	79	5	20	25	25	22	3	8	15	48	29	15	85	68	32	39	61	5
UL4	35	1.25	6	9	85	3	14	21	20	35	7	16	21	26	37	16	84	83	17	17	83	7
	63	2.3	6	10	84	8	10	10	20	37	15	23	26	32	19	18	82	86	14	14	86	6
	73	2.9	7	9	84	7	10	20	30	23	11	11	29	40	20	18	82	80	20	10	90	5
	86	2.17	4	7	89	17	12	18	22	22	8	19	22	33	26	18	82	72	28	20	80	8
	101	2.26	4	11	88	6	9	13	24	39	10	27	25	33	15	14	86	88	13	6	93	3
	104-106	2.28;2.29	4	11	85	5	14	15	25	36	5	12	22	42	24	8	92	73	27	22	78	4
UL3	107-109	2.30;2.31	3	15	82	5	20	16	41	17	1	15	24	39	22	20	80	76	24	15	85	4
	111	2.32	7	9	84	5	13	17	32	32	1	21	33	29	17	7	93	90	15	30	70	1
	112	2.33	6	13	81	6	6	17	47	19	5	22	27	37	14	12	88	86	14	15	85	6
	114	2.34	2	14	84	7	9	17	26	37	4	20	26	38	16	8	92	74	26	19	81	3
	115	2.35	3	16	81	5	12	17	45	19	2	24	27	34	16	14	86	84	16	10	90	13
	117	2.36	5	11	84	19	18	15	45	4	0	6	28	47	19	13	93	74	26	48	52	4
UL2	119	2.37	20	7	73	5	4	13	40	31	7	16	20	44	20	15	85	64	36	4	96	4
	120	2.38	31	15	54	0	2	13	36	40	9	31	33	24	13	15	85	62	38	5	95	7
	122	2.39	31	7	63	4	3	10	30	36	16	24	25	37	13	13	87	58	42	1	99	7
	124	2.40	16	11	73	3	4	11	45	32	5	9	36	41	14	14	86	64	36	5	95	11
	125	2.41	9	8	83	0	5	19	37	34	5	11	17	58	14	11	89	67	33	5	95	5
	127	2.42	29	19	52	0	13	21	38	25	2	15	27	50	8	21	79	56	44	19	81	0
	128	2.43	8	16	76	1	11	21	30	34	3	24	29	32	16	11	89	70	30	8	92	8
	130	2.44	19	7	74	3	8	18	28	34	9	24	32	31	12	24	76	61	39	4	96	12
	132	2.45	23	8	69	1	9	17	13	51	9	12	36	41	12	28	72	67	33	13	87	6
	133	2.46	14	17	69	0	1	10	17	59	12	10	30	46	13	13	87	61	39	17	83	4
	135-136	3.1;3.2	16	18	66	6	19	35	20	19	1	12	19	52	17	9	91	80	20	45	55	9
	138-139	3.3;3.4	11	10	79	0	1	4	23	47	25	19	25	47	9	13	87	65	35	4	96	3
	145	3.8	17	23	61	7	14	26	26	25	3	10	22	41	28	12	88	70	30	28	72	4
	157-159	3.17;3.18	6	11	83	4	6	7	12	61	10	12	28	46	14	12	88	58	42	13	87	4
UL1	274-277	4.36;4.37;4.38	26	2	72	0	1	7	25	47	21	25	18	36	22	15	85	81	19	0	100	1
	321-324	4.73;4.74;4.75	76	1	23	4	0	24	16	36	20	12	24	44	20	12	88	92	8	8	92	0
	426-428	5.56;5.57	6	14	80	4	10	15	43	28	1	5	15	45	35	21	79	78	23	10	90	4
	501	5.99	5	13	82	13	12	16	24	30	4	5	22	52	21	21	79	90	10	9	91	1

Relativamente às características composicionais (Tabela IX e Figura 24), a percentagem do quartzo apresenta a maior variação na unidade **UL₁** (23-80%) com valores mínimos a -323 cm e valores máximos a -426 cm. Na unidade **UL₂** a percentagem de quartzo varia de 50% para 80%, enquanto na a unidade **UL₃**, a variação do quartzo é pouco significativa ou quase nula, com valores superiores a 80% em toda a unidade. A unidade sobrejacente (**UL₄**) apresenta valores semelhantes à unidade **UL₃**, enquanto na unidade superficial (**UL₅**) há uma ligeira diminuição da percentagem de quartzo.

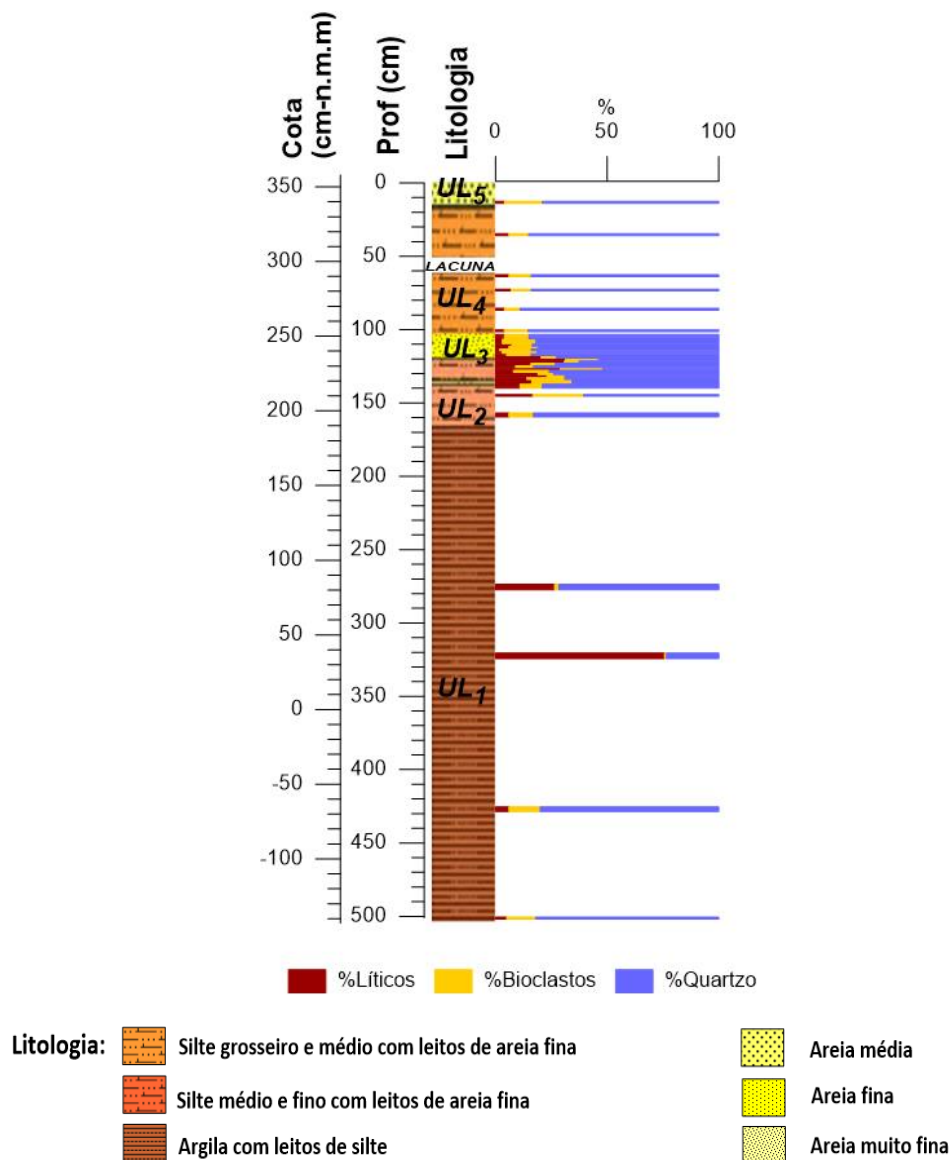


Figura 24- Variação vertical dos principais elementos composicionais da sondagem CF 2, baseada na observação morfooscópica.

Quanto ao material lítico, este inclui todas as partículas terrígenas, minerais pesados e micas. Na Figura 24 é possível observar que os líticos surgem em baixas percentagens na base da sondagem, aumentando consideravelmente entre 323 cm e 321 cm profundidade, na unidade **UL₁**, onde atinge os seus valores

máximos (76%), voltando a diminuir em direção ao topo. Contudo, na unidade **UL₂**, as amostras exibem concentrações mais elevadas de líticos, sobretudo no topo desta unidade.

Com base na observação visual, os líticos presentes na unidade **UL₁** são constituídos predominantemente por partículas terrígenas de aspeto ferruginoso, muito angulosas, provavelmente de origem fluvial, enquanto na unidade **UL₂** o incremento de líticos é justificado pela abundância de micas brancas e esverdeadas de aspeto transparente ou translúcido. Nas restantes unidades a percentagem de líticos é aproximadamente idêntica.

Relativamente à percentagem de bioclastos, os valores máximos de percentagem atingem 23% a -145 cm (na unidade **UL₂**), enquanto a menor percentagem foi verificada na unidade **UL₁**, entre -321 cm e -323 cm.

Em termos medianos, a percentagem de quartzo regista valores mais reduzidos nas primeiras duas unidades (de base para o topo) com valores de aproximadamente 70% (Figura 25), enquanto nas unidades sobrejacentes (**UL₃**, **UL₄** e **UL₅**) os valores medianos são sensivelmente mais elevados (superiores à 80%). Relativamente aos valores medianos dos líticos verificou-se a maior percentagem de 26% na unidade **UL₁**, seguida por unidade **UL₂** com 16%, enquanto os bioclastos apresentam os seus valores medianos mais baixos (2%) na unidade **UL₁**. A unidade **UL₃** apresenta valores ligeiramente mais elevados quando comparada com as unidades enquadrantes e na unidade **UL₅** (que corresponde aos sedimentos superficiais) os valores medianos são os mais elevados da toda a sequência sedimentar.

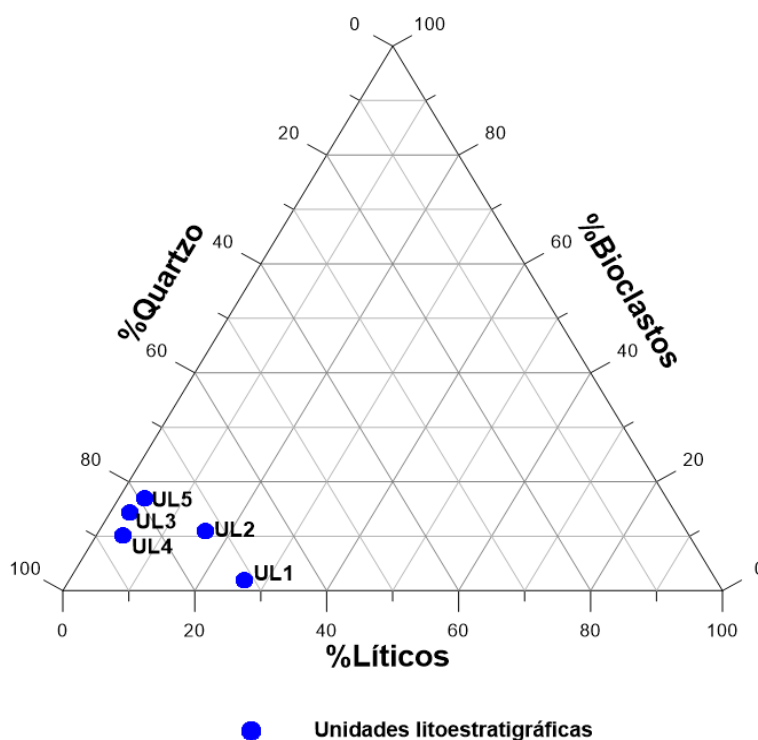


Figura 25- Diagrama ternário dos valores medianos das características composicionais da sondagem CF 2 baseadas na observação morfooscópica

A classificação dos grãos de quartzo no que diz respeito à morfologia e ao estado da superfície pode fornecer informações muito importantes, uma vez que estes parâmetros têm uma relação muito estreita com os agentes de transporte e/ou deposição dos sedimentos de que fazem parte. Para estes parâmetros os valores medianos de cada unidade encontram-se expressos graficamente na Figura 26.

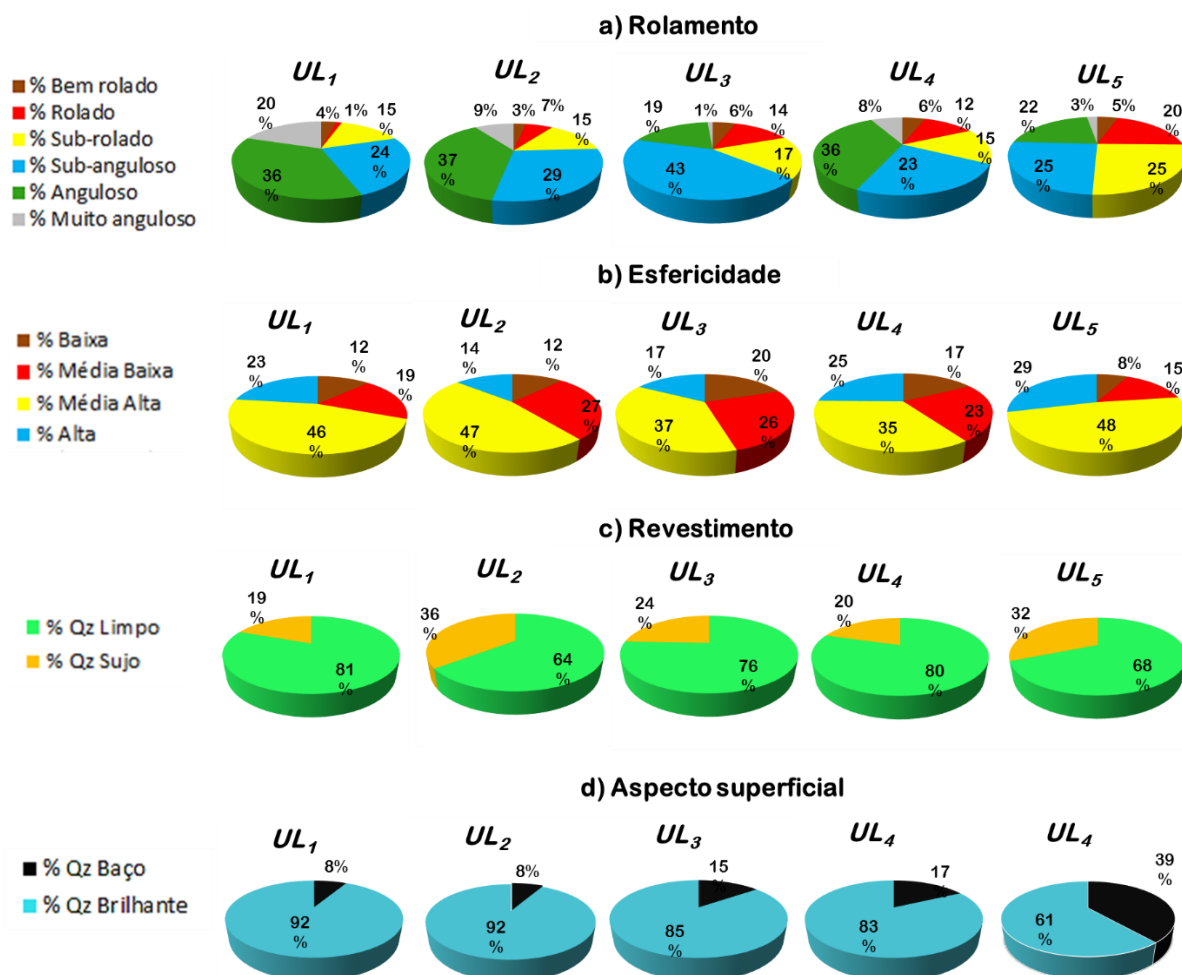


Figura 26- Classificação dos grãos de quartzo da sondagem CF 2 em função da morfologia e o estado da superfície dos grãos, baseada na observação morfooscópica

Relativamente ao rolamento (Figura 26-a), os grãos angulosos e muito angulosos predominam na unidade **UL₁**, com um valor mediano de percentagem superior a 50%. De um modo geral, a percentagem de quartzo anguloso e muito anguloso diminui em direção ao topo, aumentando a percentagem dos grãos rolados e bem rolados neste sentido. Este padrão é interrompido na unidade **UL₃** que regista os valores medianos mais reduzidos (20%) de quartzo anguloso e muito anguloso da toda a coluna sedimentar, enquanto a percentagem do quartzo rolado e muito rolado é ligeiramente inferior à unidade superficial (**UL₅**).

No que respeita ao parâmetro esfericidade, a variação vertical é pouco significativa. Contudo, na Figura 26-b), observa-se um aumento da percentagem dos grãos de quartzo caracterizados por esfericidade alta a partir da unidade **UL₂**, atingindo valores mais elevados no topo da sondagem, na unidade **UL₅**.

No que concerne à variedade de quartzo (hialino ou leitoso) não foi encontrado nenhum padrão da variação vertical deste parâmetro.

O revestimento é outro parâmetro que permite classificar os grãos em função do seu grau de "sujidade", no geral de origem ferruginosa. Os grãos são caracterizados pela tonalidade alaranjada resultada de óxido de ferro que se encontra ainda alojado nas reentrâncias.

É possível observar na Figura 26-c) percentagens mais elevadas de quartzo sujo nas unidades **UL₂** e **UL₅**, esta última correspondendo ao topo da sondagem. Quanto ao aspeto superficial, os grãos baços aumentam em direção ao topo (Figura 26-d), com percentagens mais elevadas na mesma unidade **UL₅** (39%) que corresponde às areias de duna existente no local.

Por último, a percentagem dos grãos com "cáries" (Tabela IX) regista a maior variação entre a unidade **UL₁** e a unidade **UL₂**, passando de 1% na unidade **UL₁** para 5% na segunda unidade. A unidade **UL₃** apresenta valores ligeiramente inferiores, enquanto nas unidades sobrejacentes registaram-se valores de 5%. Contudo, na unidade **UL₃** verificou-se a maior amplitude, com um pico máximo de 13% de quartzo com "cáries" a -115 cm e mínimo de 1% a -111 cm, dentro da mesma unidade.

Sintetizando, a análise morfoscópica mostra que de um modo geral há um ligeiro aumento da percentagem de quartzo em direção ao topo e uma mudança gradual nas características dos grãos, com grãos mais angulosos e de esfericidade baixa e média baixa na base da sondagem e grãos mais rolados e de esfericidade alta e média alta na parte superficial.

Relativamente aos restantes parâmetros morfoscópicos, nem sempre se verificou o mesmo padrão, sendo que na unidade **UL₃** foi encontrada a maior variação dos respetivos parâmetros da toda a coluna sedimentar. Padrões semelhantes foram verificados também na unidade **UL₂**, até 140 cm profundidade, onde ocasionalmente se registam picos nos parâmetros acima apresentados.

Com base nos expostos anteriormente, considerou-se que a secção sedimentar compreendida entre 100 cm e 140 cm profundidade é caracterizada por uma dinâmica peculiar e por condições específicas de deposição, com dois eventos deposicionais de elevada energia hidrodinâmica, pelo que se optou por proceder à análise morfoscópica em todas as amostras desta seção sedimentar, denominada unidade **E** (**Events**), conferindo uma maior resolução vertical, identificando, se possível, os processos de transporte e/ou deposição ocorridos e correlacioná-los com os eventos extremos de inundação marinha como os *tsunamis*.

5.5. ANÁLISE MORFOSCÓPICA E MICROTEXTURAL DA UNIDADE *E* (EVENTS)

5.5.1. Caracterização morfoscópica da unidade *E* (Events)

O estudo morfoscópico da unidade *E*, de 140 cm a 100 cm profundidade encontra-se representado graficamente na Figura 25 e mostra pouca variação vertical ou quase nula dos parâmetros morfoscópicos nas amostras pré e pós eventos.

Na subunidade *UL_{2a}* (Figura 27), as percentagens de líticos e bioclastos aumentam ligeiramente, em detrimento da percentagem do quartzo, quando comparadas com as amostras subjacentes.

Sobrejacentemente, até a 117 cm profundidade, os dados composicionais sofrem a maior variação vertical ao longo da unidade *E*, com percentagem de líticos que oscilam entre 8% (a -128 cm) e 31% (entre -120 cm e -122 cm). Como já foi referido, o incremento dos líticos a esta profundidade é justificado pela abundância de micas brancas e esverdeadas.

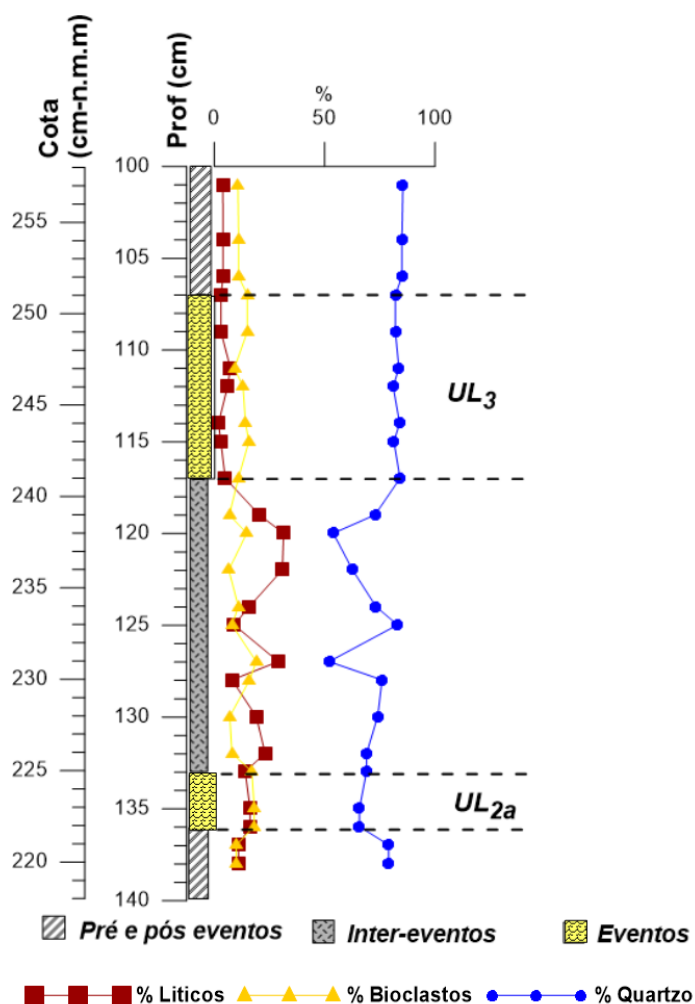


Figura 27- Variação vertical dos dados composicionais da unidade *E*, baseada na observação morfoscópica, onde os tracejados delimitam os dois eventos de inundação marinha, sendo que o 1º evento corresponde à subunidade *UL_{2a}* e o segundo à unidade *UL₃*.

A partir de -117 cm a percentagem de líticos regista uma diminuição brusca, passando de 20% de líticos a -119 cm para 5% a -117 cm. Entre -117 cm e -107 cm (que corresponde à unidade **UL₃**), os líticos registam valores bastante reduzidos com um mínimo de 2% a -114 cm e um máximo de 7% a -111 cm. No que respeita à percentagem de quartzo, este sofre um ligeiro aumento a -117 cm (a base da mesma unidade) onde surgem valores de 84% (Tabela IX e Figura 27). No caso de bioclastos verificou-se um também um ligeiro aumento a -117 cm (11%) em comparação com a amostra subjacente, com dois picos: um máximo (16%) a -115 cm e um mínimo (9%) a -111 cm. Acima de 107 cm profundidade, a variação vertical é quase nula em todos os parâmetros composicionais.

Relativamente aos parâmetros morfométricos dos grãos de quartzo (rolamento e esfericidade) (Figura 28), os perfis verticais exibem oscilações dentro da unidade **E**, com maior percentagem dos grãos angulosos e muito angulosos na base da unidade (aproximadamente 70%) que diminua em direção ao topo.

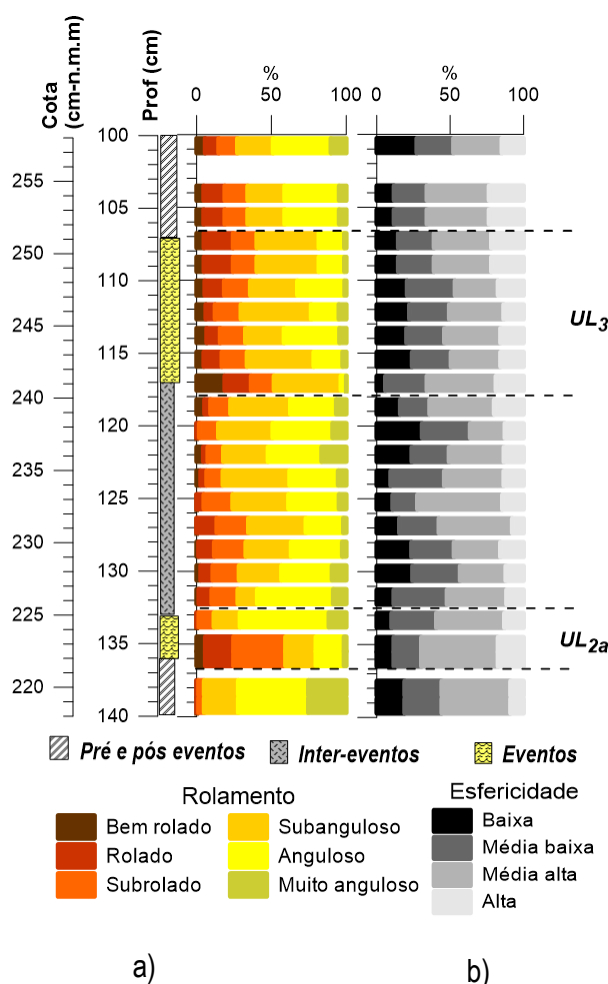


Figura 28- Variação vertical dos parâmetros morfométricos na unidade **E**, baseada na observação morfooscópica. a) Classificação dos grãos de quartzo em função do rolamento; b) Classificação dos grãos de quartzo em função da esfericidade. As linhas tracejadas correspondem aos dois possíveis eventos de inundação marinha.

Este padrão foi interrompido a -136 cm e a -117 cm (nas amostras que constituem a base dos respectivos eventos), onde verificou-se um incremento brusco de quartzo rolado e bem rolado, em detrimento do quartzo anguloso e muito anguloso que surge em percentagens bastante diminutas a estas profundidades, sobretudo na base da unidade **UL₃**.

No que diz respeito à esfericidade, este parâmetro acompanha sempre o padrão do rolamento, com quartzo rolado e bem rolado caracterizado por esfericidade alta e média alta, enquanto o quartzo anguloso e muito angulosos apresenta esfericidade baixa e muito baixa.

A correlação dos perfis verticais dos líticos e bioclastos com os vários tipos de quartzo (Figura 29), classificado em função da sua variedade, revestimento e aspeto superficial e ainda em função dos seus parâmetros morfométricos (rolamento e esfericidade) facilitou a caracterização dos dois eventos com características peculiares dentro da unidade **E**.

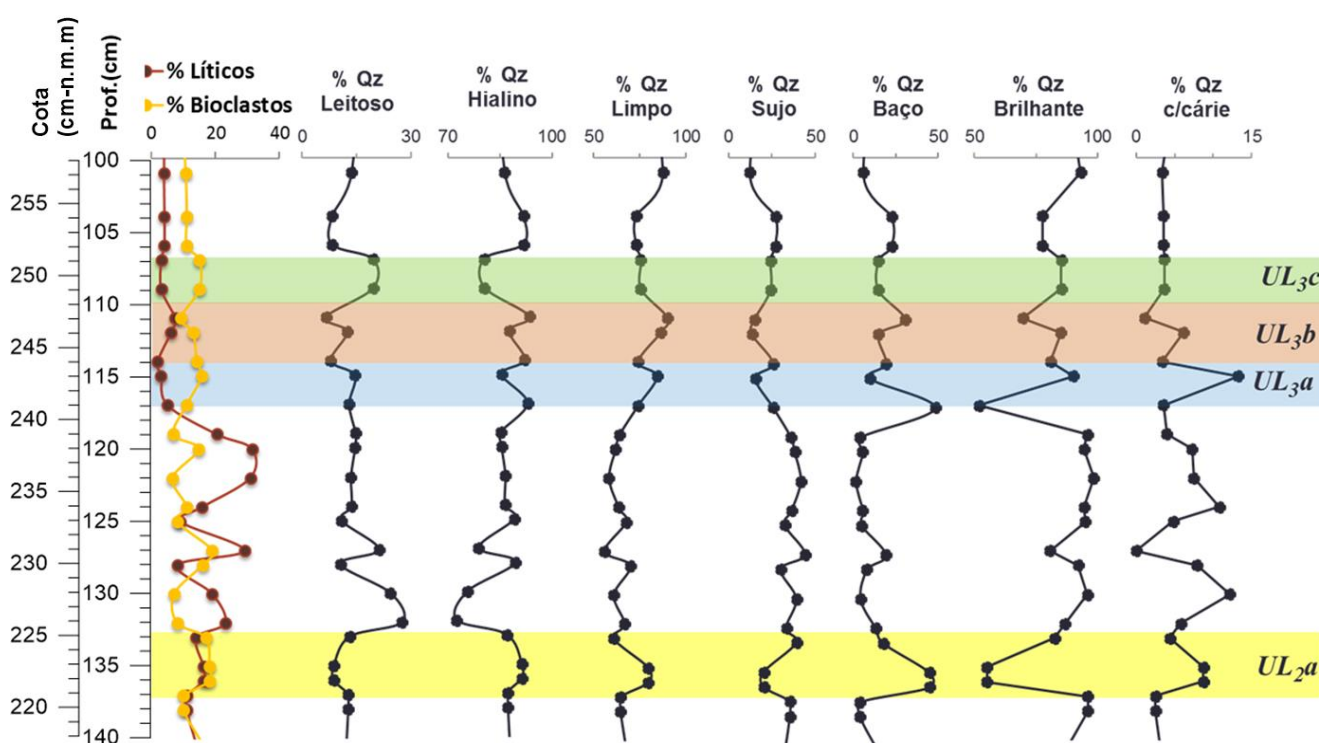


Figura 29- A correlação entre as componentes texturais (líticos e bioclastos) com os vários tipos de quartzo da unidade **E**, baseada na observação morfooscópica.

Na subunidade **UL_{2a}**, de 136 cm a 133 cm profundidade, embora as percentagens de bioclastos e de líticos registam pouca variação vertical em comparação com as amostras subjacentes, as percentagens de quartzo baço e limpo aumentam sensivelmente, diminuindo as percentagens de quartzo sujo, leitoso e brilhante (Figura 29). O quartzo com "cáries" apresenta também um ligeiro aumento, enquanto a percentagem do quartzo hialino não regista nenhuma variação ao longo desta secção.

Como referido, acima deste evento e até a 117 cm profundidade, os perfis verticais registam maior variação vertical das componentes texturais. No entanto, observa-se uma fraca oscilação nos parâmetros morfoscópicos dos grãos de quartzo, com alguma variação no tipo de quartzo, registando dois picos caracterizados pelo aumento do quartzo leitoso em detrimento do quartzo hialino, um a -132cm e outro a -127cm, onde verificou-se um ligeiro aumento de quartzo sujo e baço, diminuindo a percentagem de quartzo com “cáries”.

No segundo evento, possivelmente de origem tsunamigénica, os resultados morfoscópicos permitiram identificar três subunidades distintas (Figura 29) dentro da mesma unidade:

- i. Subunidade UL_{3a}* entre 117 cm e até 114 cm profundidade é caracterizada por um aumento da percentagem de bioclastos em detrimento de líticos em comparação com a secção subjacente. Relativamente ao tipo de quartzo (Figura 29 e Tabela IX) observa-se percentagens muito elevadas de quartzo baço (48%) na base desta unidade quando comparada com as amostras subjacentes (4%). Dentro da mesma subunidade a percentagem de quartzo baço diminua em direção ao topo onde regista valores de 19%, aumentando gradualmente a percentagem de quartzo brilhante neste sentido (de 52% para 81%). O mesmo padrão verificou-se no caso de quartzo com "cáries". No que respeita aos parâmetros morfométricos, a base desta subunidade é caracterizada por elevadas percentagens de quartzo bem rolado e rolado e de esfericidade média alta e alta, que diminuem consideravelmente no topo da subunidade, onde aumenta a percentagem de quartzo anguloso e subanguloso.
- ii. Subunidade UL_{3b}* de – 114 cm e até a -110 cm e caracterizada pela maior amplitude na percentagem de líticos da toda a unidade *UL₃*, com um mínimo de percentagem de líticos (2%) a -114 cm e máximos a 111cm profundidade. Relativamente à percentagem de bioclastos, o perfil vertical regista um padrão distinto com a diminuição dos bioclastos para o topo desta subunidade. Os grãos de quartzo registam maior percentagem do quartzo anguloso e muito anguloso, enquanto nos restantes parâmetros (variedade, revestimento e aspeto superficial) há pouca variação vertical, com maior percentagem de quartzo limpo e baço no topo desta subunidade em relação a base.
- iii. Subunidade UL_{3c}* de -110 cm a -107 cm (inclusive) é caracterizada por um aumento de bioclastos e diminuição da percentagem de líticos. Relativamente às características morfométricas dos grãos de quartzo, observa-se um incremento da percentagem de quartzo subrolado e de esfericidade alta e a diminuição gradual de quartzo anguloso. No que refere o tipo de quartzo foi observado menos quartzo hialino e o aumento de quartzo brilhante em relação à subunidade subjacente, enquanto o quartzo baço e o quartzo sujo embora registam pouca variação apresentam uma tendência de um ligeiro aumento para o topo do depósito.

5.5.2. Caracterização microtextural da unidade *E* (*Events*)

A análise microtextural visa completar o estudo morfoscópico e é particularmente utilizada na presente dissertação para identificar as assinaturas microtexturais dos grãos de quartzo, identificando os processos de transporte ocorridos até último evento deposicional, e, se possível as fontes dos respectivos sedimentos.

Os atributos microtexturais foram identificados e quantificados em 259 grãos de quartzo provenientes de 12 amostras da unidade *E* e os resultados da análise microtextural são agrupados de acordo com as duas classificações efetuadas. Em Anexo B, do final do documento será apresentado um *Atlas dos grãos de quartzo*, onde serão compiladas as várias microtexturas identificadas.

- i. Quanto à primeira classificação, os resultados são apresentados na Tabela X e ilustrados graficamente na Figura 30 e dizem respeito à frequência de ocorrência em cada amostra de um determinado atributo/marca microtextural considerado mais recente na superfície do grão.

Tabela X - Resultados da classificação microtextural e da frequência da ocorrência de cada atributo microtextural considerado mais recente nas amostras da unidade *E*.

Ref. am	Ref. pionés	Prf (cm)	Unidades	Subunidades	Número de grãos	% Grãos c/ Superfícies Recentes	% Grãos c/Marcas de percussão	% Grãos c/Dissolução	% Grãos c/Partículas aderentes	Relevo baixo	Relevo medio	Relevo alto
2.26	6B	101	UL 4		22	23	27	41	9	64	27	9
2.30	1A	107	UL 3	UL 3c	25	54	29	8	8	71	29	0
2.32	1B	111	UL 3	UL 3b	22	45	36	14	5	55	45	0
2.33	2A	112	UL 3	UL 3b	19	47	21	26	5	16	79	5
2.34	2B	114	UL 3	UL 3b	21	38	33	14	14	52	43	5
2.35	3A	115	UL 3	UL 3a	23	35	30	26	9	65	26	9
2.36	3B	117	UL 3	UL 3a	20	25	30	40	5	70	30	0
2.38	5B	120	UL 2		15	7	13	53	27	40	60	0
2.41	5A	125	UL 2		17	41	24	29	6	35	59	6
2.46	4A	133	UL 2	UL 2a	31	23	26	35	16	35	42	19
3.1	4B	135	UL 2	UL 2a	20	24	24	38	14	62	38	5
3.3	6A	138	UL 2		24	13	25	46	17	46	33	21

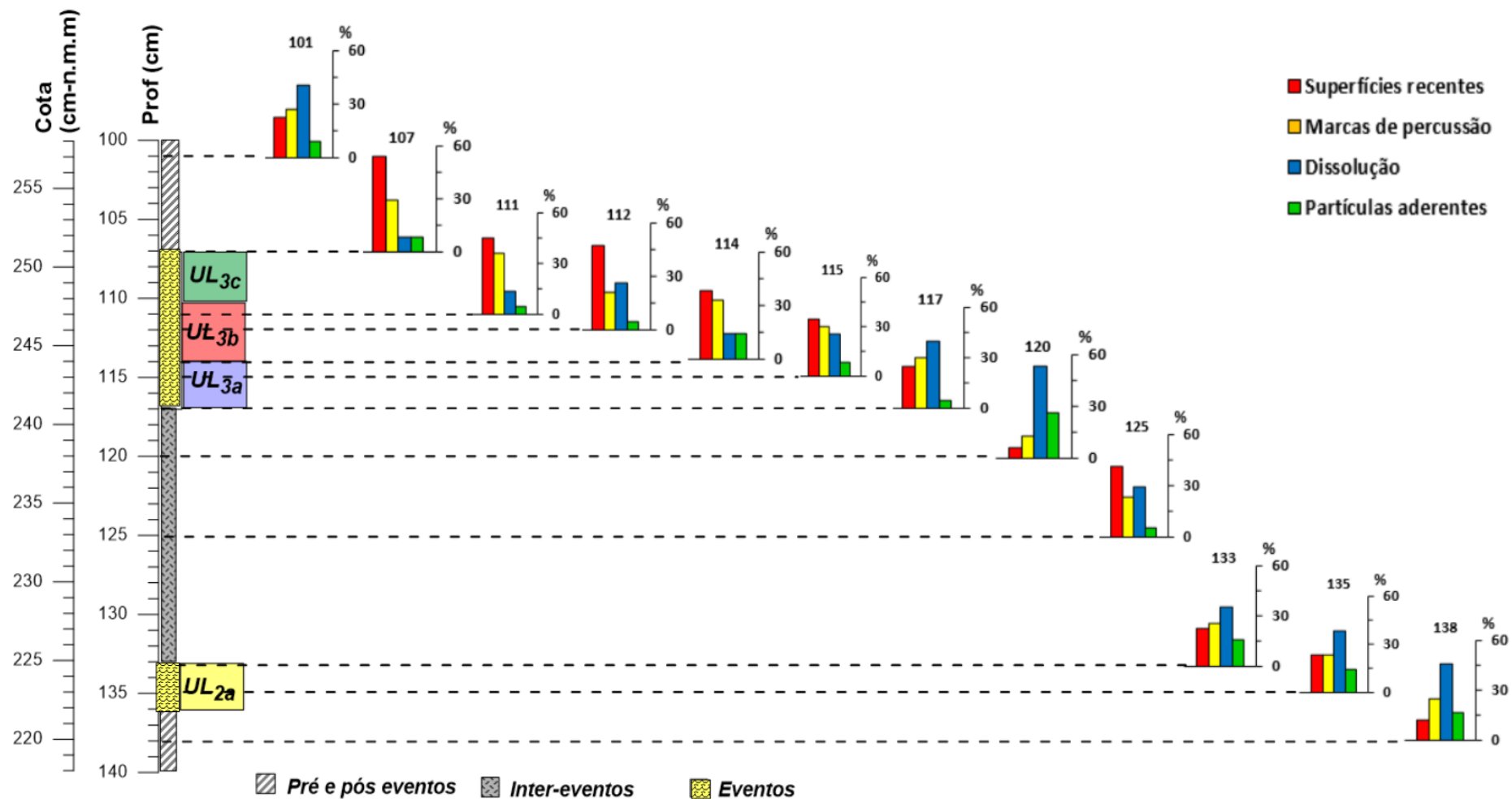


Figura 30- Frequência da ocorrência de cada atributo microtextural considerado mais recente na superfície do grão, baseada na análise de imagens de muito alta resolução obtidas com o MEV.

Nas primeiras três amostras (de base para o topo) (Figura 30), os atributos microtexturais considerados mais recentes apresentam uma distribuição semelhante, com o predomínio da dissolução (40%-45%) sobre os restantes atributos. Contudo, nas duas amostras a -135 cm e a -133 cm, que correspondem à subunidade **UL_{2a}**, verificou-se um ligeiro aumento das superfícies frescas e marcas de percussão em relação à amostra que representa a base da unidade **E**.

Sobrejacentemente, as duas amostras situadas entre os respetivos eventos, a -125 cm e -120 cm, apresentam características microtexturais muito distintas entre si, com um incremento significativo das superfícies frescas na amostra a -125 cm, surgindo em mais de 40% dos grãos, diminuído a frequência da ocorrência da dissolução e das partículas aderentes. Relativamente às marcas de percussão, este atributo mantém-se relativamente constante a 125 cm profundidade, surgindo com percentagens muito semelhantes ao que foi verificado anteriormente. A 120 cm profundidade, os grãos apresentam características microtexturais completamente distintas da amostra subjacente, em que a dissolução ocorre em 53% dos grãos, diminuído bastante a percentagem dos grãos com superfícies frescas e marcas de percussão, com valores inferiores à 7% e 13%, respetivamente.

Entre -117 cm e -107 cm (que corresponde à unidade **UL₃**) a distribuição dos atributos microtexturais será agrupada de acordo com as três subunidades identificadas no subcapítulo anterior.

Na subunidade **UL_{3a}**, os resultados exoscópicos mostram que a dissolução apresenta valores bastante elevados, surgindo como último atributo em 40% dos grãos, mas com um incremento significativo das marcas de percussão para 30% e das superfícies frescas que surgem em mais de 25% dos grãos. No topo desta subunidade, a 115 cm profundidade, há uma diminuição da percentagem dos grãos com dissolução, aumentando as superfícies recentes para 35%, enquanto a distribuição das marcas de percussão mantém-se idêntica.

A -114 cm, na base da subunidade **UL_{3b}**, predominam as superfícies frescas e marcas de percussão, que ocorrem em conjunto em 68% dos grãos. Por sua vez, as percentagens dos grãos que apresentam a dissolução e as partículas aderentes como último atributo microtextural diminuem drasticamente, surgindo em apenas 14% dos grãos. Sobrejacentemente, a -112 cm e -111 cm observa-se um predomínio das superfícies frescas, que ocorrem em mais de 45% dos grãos, diminuindo gradualmente as partículas aderentes para o topo desta subunidade. A -112 cm verificou-se uma ligeira diminuição da percentagem dos grãos com marcas de percussão em detrimento de um aumento da percentagem dos grãos com dissolução.

Na amostra situada a 107 cm profundidade (subunidade **UL_{3c}**) foi possível identificar a maior amplitude entre a frequência da ocorrência das superfícies frescas e marcas de percussão, com 54% dos grãos

exibindo superfícies frescas com último atributo, diminuindo ainda a percentagem dos grãos com dissolução.

Por fim, a amostra que corresponde ao topo da unidade **E**, apresenta o mesmo padrão encontrado na base desta unidade, com a predominância dos grãos com dissolução, enquanto último atributo.

Em suma, é possível afirmar que de um modo geral, nas amostras de pré e pós eventos, predominam grãos com marcas de ação química (dissolução e partículas aderentes). Entre os respetivos eventos, as duas amostras analisadas apresentam características microtexturais distintas, com predominância da dissolução a -120 cm, surgindo em percentagens ainda muito mais elevadas do que nas amostras pré e pós eventos, enquanto na amostra a -125 cm, as marcas de ação mecânica (sobretudo as superfícies frescas) ocorrem com maior frequência.

No primeiro evento associado a um possível evento extremo de inundação marinha não foi identificado nenhum padrão específico, com uma distribuição dos atributos microtexturais bastante semelhante ao que foi verificado na base da unidade **E**.

No segundo evento (correspondente à unidade **UL₃**), os grãos de quartzo apresentam a maior variação dos atributos microtexturais considerados mais recentes, com a predominância de dissolução na base desta unidade, diminuindo em direção ao topo e aumentando as superfícies frescas neste sentido, surgindo em maiores percentagens da toda a unidade **E**, no topo desta subunidade.

As marcas de percussão, embora mantenha valores bastante elevados, não apresentam nenhum padrão vertical, com fraca oscilação entre as amostras desta subunidade, surgindo com menor frequência a -112 cm. Quanto à dissolução a sua frequência de ocorrência diminui em direção ao topo da unidade **UL₃**, aumentando ligeiramente a -122 cm, enquanto as partículas aderentes surgem com maior frequência aos 114cm profundidade.

Relativamente à microtopografia dos grãos de quartzo (Tabela X e Figura 31), em toda a unidade **E** predominam os grãos com relevo baixo e médio, com algumas oscilações sobretudo nos respetivos eventos. Os grãos com relevo baixo registam os seus valores máximos aos -117 cm e -107 cm (>70%) e os mínimos a -112 cm (16%), onde ocorrem sobretudo grãos com relevo médio (79%).

Por sua vez, os grãos com relevo alto ocorrem em maiores percentagens (21%) na base da unidade **E** (a -138 cm), diminuindo significativamente para 5% a -135 cm, voltando a aumentar para 19% no topo da subunidade **UL_{2a}**. Em toda a unidade **UL₃**, os grãos com relevo alto sofrem a maior variação, desaparecendo por completo na base e no topo desta unidade, aumentando sensivelmente para 9% a 115 cm profundidade.

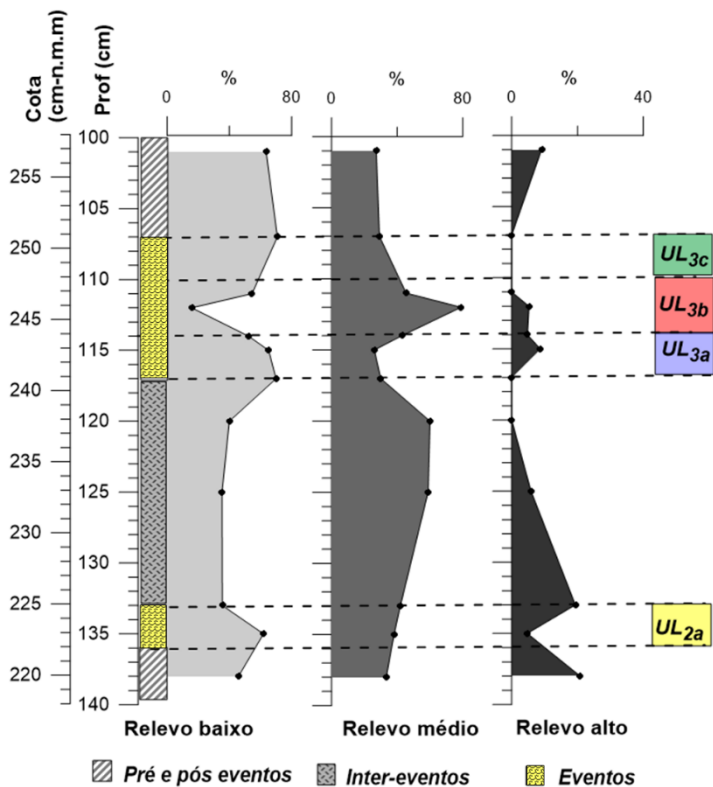


Figura 31- Classificação dos grãos quanto à frequência da ocorrência das diferentes microtopografias que caracterizam os grãos, baseada na análise de imagens de muito alta resolução, obtidas com o MEV

- ii. No que diz respeito à segunda classificação, cada atributo foi quantificado de acordo com a área ocupada da superfície do grão, utilizando para este efeito os valores médios para cada classe microtextural, numa escala de 0 a 5 (referida no Capítulo 4), em que 0 é ausência de uma determinada marca e 5, quando ocupa > 75% da superfície.

Os resultados encontram-se reunidos na tabela XI e ilustrados graficamente na Figura 32.

Tabela XI - Resultados da classificação quantitativa quanto à área ocupada de cada atributo microtextural da superfície dos grãos, baseada na análise de imagem de muito alta resolução, obtida com o MEV

Ref am	Prof.cm	Unidades	Subunidades	Número de grãos	Rolamento	Superfícies recentes	Dissolução	Partículas aderentes	Marcas de percussão
2.26	101	UL 4		22	2,000	0,409	3,273	1,773	1,727
2.30	107	UL 3	UL 3c	25	1,208	1,958	2,792	1,208	2,667
2.32	111	UL 3	UL 3b	22	1,273	2,091	2,636	0,955	2,409
2.33	112	UL 3	UL 3b	19	1,632	1,579	3,474	2,053	2,842
2.34	114	UL 3	UL 3b	21	1,762	1,571	2,952	1,762	2,048
2.35	115	UL 3	UL 3a	23	1,826	1,522	2,826	1,783	1,957
2.36	117	UL 3	UL 3a	20	1,050	1,200	2,900	1,150	3,450
2.38	120	UL 2		15	3,067	0,533	3,267	1,867	1,933
2.41	125	UL 2		17	2,118	1,471	2,706	1,765	2,588
2.46	133	UL 2	UL 2a	31	2,621	0,862	3,414	2,593	1,586
3.1	135	UL 2	UL 2a	20	2,095	1,238	2,381	2,333	2,429
3.3	138	UL 2		24	3,478	0,696	3,217	2,696	1,739

Em termos gerais, todas as amostras apresentam valores relativamente altos da dissolução (Tabela XI), que variam entre 2,381 e 3,474. Valores mais altos de dissolução ($> 3,217$) foram observados nas duas amostras pré e pós eventos, na amostra subjacente à unidade **UL₃** (a -138 cm) e ainda em duas amostras dos respectivos eventos, a -133 cm (topo da subunidade **UL_{2a}**) e a -112 cm (**UL_{3b}**).

As partículas aderentes não apresentam nenhum padrão vertical, exibindo valores mais altos aos -138 cm e a -133 cm e com pouca expressividade (0,955) a -111 cm profundidade. Nas restantes amostras, as partículas aderentes registam valores semelhantes compreendidos entre 1 e 2, com a exceção da amostra localizada a 133 cm profundidade, onde verificou-se um ligeiro aumento de 2,053 do respetivo atributo microtextural.

No que respeita às marcas de ação mecânica, as superfícies frescas sofrem a maior variação vertical, com valores baixos nas amostras pré e pós eventos (de 0,696 e 0,409, respetivamente). Na subunidade **UL_{2a}**, as superfícies frescas aumentam sensivelmente para 1,238, apenas na amostra situada a -135 cm, na base desta subunidade. Na unidade **UL₃**, os grãos exibem valores mais altos de superfícies frescas, que aumentam gradualmente em direção ao topo desta unidade, com exceção da amostra situada a -107 cm, onde regista uma ligeira diminuição.

Quanto às marcas de percussão, estes atributos surgem menos nas amostras pré e pós eventos, onde registam valores de 1,739 e 1,727, respetivamente. Na base de subunidade **UL_{2a}**, as marcas de percussão aumentam para 2,429, voltando a diminuir no topo desta subunidade para 1,586. É importante de notar que as marcas de percussão são particularmente presentes nas amostras que constituem a unidade **UL₃**, com valores máximos registados na base desta unidade (3,450) e valores bastante semelhantes nas restantes amostras compreendidas entre 1,957 e 2,842.

No que concerne ao rolamento todas as amostras da unidade **UL₃** exibem grãos com valores baixos de rolamento, inferiores à 1,826, registando valores mínimos de 1,050 na base da unidade (a -117cm), enquanto na amostra subjacente e na amostra correspondente à base da unidade **E** os grãos exibem valores altos de rolamento de 3,067 e 3,478, respetivamente. Nas restantes amostras, incluindo as duas amostras da subunidade **UL_{2a}**, os grãos apresentam valores médios de rolamento compreendidos entre 2,000 e 2,621.

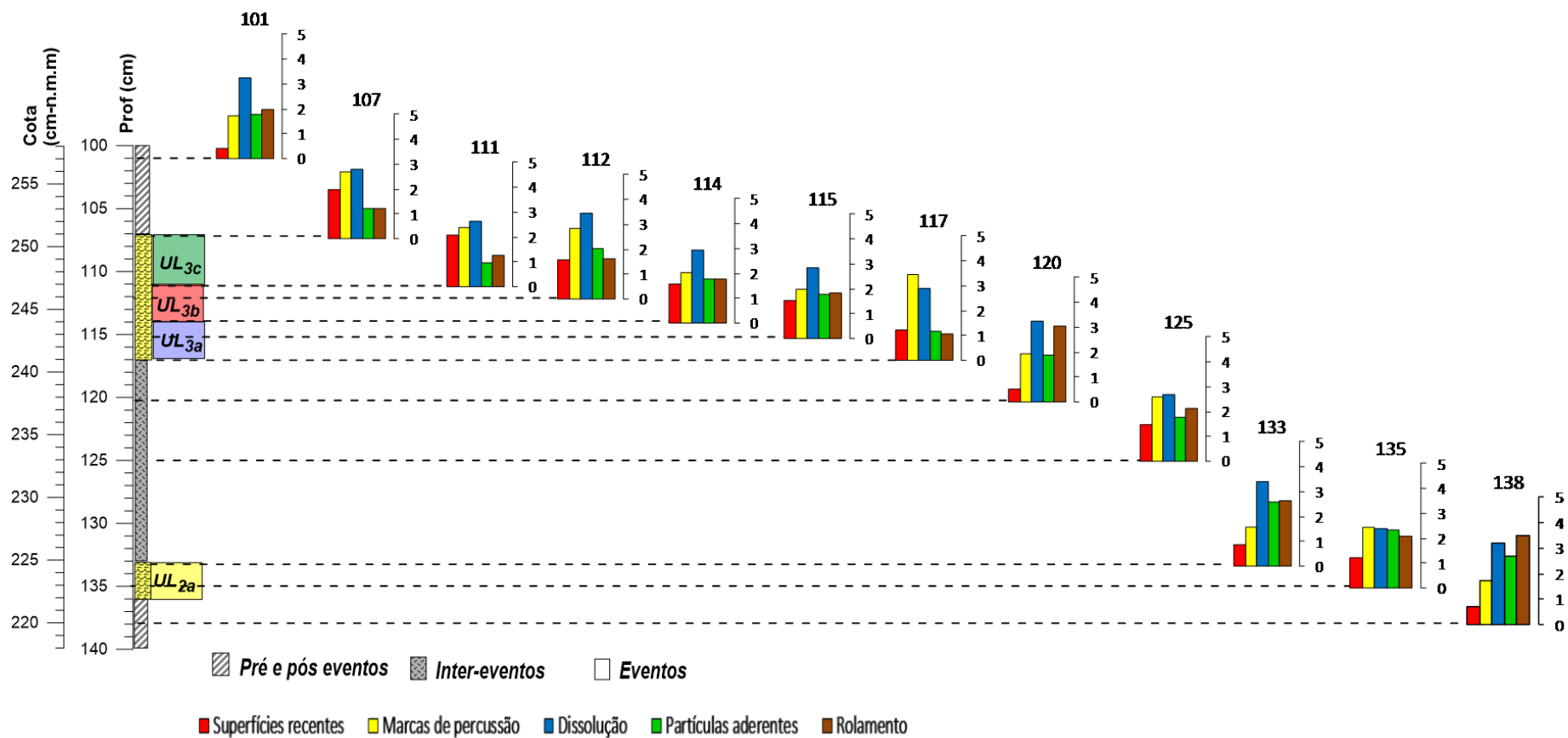


Figura 32- Variação vertical de cada atributo microtextural, quantificado quanto à área ocupada da superfície dos grãos, nas amostras da unidade E, baseada na análise de imagens de muito alta resolução, obtidas com o MEV.

Em suma, a classificação quantitativa de cada atributo microtextural ilustrada graficamente na Figura 32 revela que:

- ✓ a unidade **UL₃** apresenta características microtexturais distintas das restantes amostras, exibindo valores mais altos das marcas de percussão e superfícies frescas e valores baixos de rolamento. O aumento das marcas de ação mecânica pode ser justificado pelos processos de transporte ocorridos em condições ambientais de elevada energia hidrodinâmica.
- ✓ As partículas aderentes registam valores muito mais baixos na unidade **UL₃**, sendo quase ausentes no topo da subunidade **UL_{3b}**;
- ✓ A dissolução está presente em todas as amostras, com valores ligeiramente mais altos nas amostras pré e pós eventos;
- ✓ Na subunidade **UL_{2a}**, os atributos microtexturais são bem distribuídos, sobretudo na base desta subunidade, exibindo algumas semelhanças com as amostras que constituem a unidade **UL₃**, com elevadas percentagens de grãos com marcas de ação mecânica, enquanto no topo apresenta mais semelhanças com as amostras de pré e pós eventos, com predominância da dissolução sobre os restantes atributos e com valores relativamente altos de rolamento.
- ✓ Curiosamente, a -125 cm surgem valores bastante altos das superfícies frescas (1,471) e marcas de percussão, sugerindo condições de elevada energia hidrodinâmica a esta profundidade

6.1. IDENTIFICAÇÃO DO(S) DEPÓSITO(S) TSUNAMIGÉNICO(S) NO ESTUÁRIO DO RIO ALCABRICHEL

6.1.1. Assinaturas texturais do depósito tsunamigénico

Os resultados obtidos mostram que pelo menos dois eventos extremos de inundação foram detetados no estuário do Rio Alcabrichel.

Podemos considerar que três tipos de eventos são responsáveis pelo aumento súbito da fração arenosa: as cheias extremas, os galgamentos oceânicos induzidos pelos temporais costeiros e as ondas tsunamigénicas. Como referido, esta sequência sedimentar foi estudada no âmbito do projeto FMI-5000 e os critérios estratigráficos e granulométricos indicam a presença de uma sucessão de ambientes deposicionais.

A análise textural indica que a unidade **UL₁** exibe um ambiente deposicional calmo, de baixa energia e de acordo com vários autores (e.g. Ramos-Pereira *et al.*, 2013), esta seção sedimentar até 440cm de profundidade corresponde a um sistema lagunar intermitente, em que foi detetada alguma influência marinha, seguido por um ambiente deposicional ligeiramente distinto, entre -440 cm e -170 cm, onde, embora persiste a sedimentação lodosa, se verificaram esporadicamente alguns eventos caracterizados por um aumento da fração arenosa e do diâmetro médio das partículas. Segundo os autores acima referidos, este último ambiente deposicional corresponde a um possível lago sazonal ou lago de ferradura (*oxbow lake*), formado na curva de um meandro abandonado do canal fluvial. As variações dos parâmetros granulométricos e estatísticos nesta unidade, sobretudo o evento registado a aproximadamente 420 cm profundidade, estão relacionados com alguns episódios de cheia marcados pelo aumento súbito de fração arenosa (gravilha e areia) e responsáveis pelo transporte destes sedimentos, não sendo detetados marcadores marinhos a esta profundidade.

Acima de -170 cm e até -20 cm, a seção sedimentar corresponde a um sistema de planície aluvial, constituído por dois episódios de enchimento iniciados após 1840±30 cal BP, com uma taxa de sedimentação de 0,56cm/ano (Ramos-Pereira *et al.*, 2013). Estes dois episódios correspondem às unidades **UL₂** e **UL₄** e são caracterizados por sedimentos finos de baixa energia intercalados por vezes com material arenoso, sugerindo mudanças na energia de ambiente. Entre -135 cm e -133 cm (seção correspondente à subunidade **UL_{2a}**) foi detetado um evento caracterizado por aumento brusco da fração grosseira e do diâmetro médio dos grãos (areias muito finas) e cuja origem está ainda por esclarecer. Avançou-se a hipótese que estes materiais poderiam estar associados a um possível evento tsunamigénico anterior ao de AD 1755, (Ramos-Pereira, comunicação pessoal, 2016). No entanto, os resultados dos principais parâmetros

estatísticos não registam variações significativas, podendo correlacionar este evento com um temporal costeiro com grande potencial energético ou ainda com um evento de cheia extrema no Rio Alcabrichel.

O padrão de enchimento sedimentar da unidade **UL₂** foi continuado até -107 cm, onde foi bruscamente interrompido por um evento de elevada energia hidrodinâmica, responsável pela deposição da unidade **UL₃**, constituída somente por uma lâmina arenosa, essencialmente maciça (fração arenosa > 90%) contrastante com os sedimentos lodosos enquadrantes.

As datações por radiocarbono obtidas para as amostras desta unidade no âmbito do projeto FMI-5000 (Ramos-Pereira *et al.*, 2013) permitem considerar a idade deste depósito após 250 ± 30 cal BP, colocando-o na proximidade cronológica do evento tsunamigénico de AD 1755, do qual existem relatos documentais na região (e.g Sousa, 1928 *in* Santos *et al.*, 2013).

O topo da sondagem, de -20 cm até à superfície (unidade **UL₅**) é caracterizado por condições atuais de sedimentação e corresponde ao sistema dunar existente no local.

Neste trabalho procurou-se, portanto, clarificar os processos deposicionais ocorridos durante os dois eventos hidrodinâmicos extremos responsáveis pela formação da unidade **UL₃** e da subunidade **UL_{2a}**.

Como referido, os critérios estratigráficos mostram ambientes distintos de sedimentação na unidade **UL₃** e na subunidade **UL_{2a}** das restantes (sub)unidades, por apresentarem características frequentemente encontradas nos depósitos tsunamigénicos referenciadas por muito autores (e.g. Dawson e Stewart 2007).

O contacto basal abrupto com as unidades subjacentes reforça a diferença genética destes depósitos, constituindo um indicador de um evento de elevada energia hidrodinâmica. As mesmas características foram observadas noutros locais da costa meridional portuguesa, como na Lagoa dos Salgados e Boca do Rio (Algarve, Portugal) descritos por Costa (2012) e Costa *et al.* (2012a), onde o contacto basal erosivo juntamente com o contraste do diâmetro médio da fração grosseira e ainda a presença de clastos sugere uma inundação marinha abrupta de elevada energia hidrodinâmica.

Dos resultados da análise textural sobressai que ambos os eventos são caracterizados pela mudança na energia de deposição justificada pelo aumento de fração grosseira e do diâmetro médio dos grãos e pelas variações dos principais parâmetros estatísticos.

No estuário do Rio Alcabrichel, a análise textural mostra que as areias são muito mal calibradas e estes resultados são consistentes com os estudos desenvolvidos por Kortekaas e Dawson (2007) no Martinhal (Algarve) que relataram a predominância das areias menos calibradas nos depósitos tsunamigénicos. Quanto aos restantes parâmetros estatísticos (assimetria gráfica inclusiva- SK_1 e a acuidade ou curtose gráfica- K_G) em caso do Rio Alcabrichel, as areias da unidade **UL₃** e da subunidade **UL_{2a}** apresentam uma assimetria muito positiva, com predominância dos sedimentos finos sobre os grosseiros.

Costa (2012) verificou nas areias tsunamigénicas da Lagoa dos Salgados uma assimetria ligeiramente mais positiva do que a sua fonte provável, apontando que esta mudança de textura indica uma relação fonte-depósito.

Por outro lado, Friedman (1961) concluiu que uma assimetria positiva nas areias médias e finas pode ser o resultado de um fluxo unidirecional ou uma rápida deposição, associada aos processos de transporte de elevada energia hidrodinâmica. Ao mesmo tempo, uma curva de distribuição leptocúrtica poderá indicar remoção de uma determinada fração por meio de correntes ou outros forçantes deposicionais (Poçano, 1986 in Tavares *et al.*, 2010).

A análise litoestratigráfica e textural corrobora a origem tsunamigénica unidade **UL₃** podendo considerar o *tsunami* de AD 1755 responsável pela sua formação, justificada pelas suas características texturais similares com outros depósitos de *tsunami* de 1755 detetados na costa portuguesa (e.g, Hindson e Andrade, 1999; Hindson *et al.*, 1999; Kortekaas e Dawson, 2007; Font *et al.*, 2010; Costa *et al.*, 2011, 2012a) e no Golfo de Cádiz (e.g Cuven *et al.*, 2013) confirmadas pelas altas percentagens de areia (superior à 90%), geralmente muito mal calibradas, assimetria muito positiva e uma curva de distribuição muito leptocúrtica.

6.1.2. Assinaturas geoquímicas do depósito tsunamigénico

Os depósitos de *tsunami* fornecem informações diretas sobre as áreas afetadas pelos tsunamis históricos. Nos últimos anos vários elementos geoquímicos foram utilizados como indicadores de inundação tsunamigénica devido a sua maior concentração de água do mar quando comparada com água doce (Font *et al.*, 2013).

A assinatura geoquímica dos depósitos de *tsunami* pode fornecer evidências de intrusão de água salgada, com por exemplo o sódio (Na), enxofre (S) e o cloro (Cl), ou de intrusão de material biogénico como o cálcio (Ca), magnésio (Mg), o estrôncio (Sr), o bário (Ba), enquanto outros elementos podem ser utilizados como indicadores de ambiente de elevada energia deposicional (e.g titânio (Ti) e zircónio (Zr) e a sua presença poderá estar relacionada com a ocorrência das lâminas de minerais pesados (Andrade *et al.*, 2003; Chagué-Goff, 2010; Chagué-Goff *et al.*, 2011, 2012; Goff *et al.*, 2012).

Da análise geoquímica sobressai que no estuário do Rio Alcabrichel as concentrações de vários elementos químicos têm uma relação muito forte com o tamanho médio dos grãos e vários elementos químicos presentes, geralmente em aluminossilicatos (Al, Mn, Fe, Rb, K, Ti), surgem em teores mais elevados nos sedimentos finos lagunares e do enchimento sedimentar. Por exemplo a variação do K pode ser justificada pela abundância de alguns minerais como os feldspatos ou minerais de argila (Chagué-Goff *et al.*, 2012), surgindo, portanto, em baixas concentrações no depósito tsunamigénico.

Como referido, o Ti pode ser considerado um indicador de deposição em condições de alta energia (Chagué-Goff 2010; Chagué-Goff *et al.*, 2012; Font *et al.*, 2013), sendo relacionado com a ocorrência de

lâminas de minerais pesados. No entanto, no estuário do Rio Alcabrichel, a observação à lupa binocular revelou baixas percentagens de líticos no depósito tsunamigénico e, portanto, a baixa concentração de Ti reflete a origem terrestre dos sedimentos.

Esta afirmação foi também relatada por outros autores (e.g. Font *et al.*, 2013), que consideram que os metais como Fe, Ti e Zr são normalmente relacionados com a componente siliclástica do sedimento, nomeadamente com os minerais de argila, portanto tem uma correlação inversamente proporcional com aumento do tamanho médio dos grãos, sendo utilizados como indicadores para origem terrestre dos sedimentos. O mesmo foi concluído por Chagué-Goff *et al.* (2012) sobre a assinatura geoquímica do *tsunami* de 2011 de Tohoku-oki, sugerindo também a origem terrestre do Fe e Ti e a sua forte relação com o tamanho médio dos grãos, afirmando que estes elementos ocorrem de fato em concentrações mais baixas na água salgada do que na água doce.

No que respeita à distribuição de outros elementos metálicos menores ou traço (Pb, Co, Rb, Mn, Cs) esta parece estar igualmente controlada pelo tamanho médio dos grãos, surgindo no estuário do Rio Alcabrichel em maiores concentrações em sedimentos finos. Chagué-Goff *et al.* (2012) relataram a mesma assinatura geoquímica no depósito de *tsunami* de 2011 de Tohoku-oki, em que alguns destes metais ocorrem em maiores concentrações nos sedimentos finos do que em grosseiros, apresentando uma forte relação com a granulometria do sedimento e com o teor de matéria orgânica.

O Cs, por exemplo, surge em concentrações muito mais baixas no depósito tsunamigénico do estuário do Rio Alcabrichel, com uma distribuição claramente controlada pelo tamanho médio dos grãos e alguns estudos tem vindo a mostrar a fiabilidade deste elemento nos estudos de *paleotsunamis* (e.g. Chagué-Goff *et al.* 2010), que afirmaram que a concentração do Cs é dez vezes menor nos minerais de quartzo em comparação com os minerais de argila. Verificou-se, no entanto, uma forte variação do Cs no interior do depósito tsunamigénico, registando um aumento aos -115 cm e este pico poderá estar relacionado com o fluxo turbulento e de alta velocidade da onda de inundação que terá provocado erosão e remobilização dos sedimentos finos de enchimento sedimentar. Por outro lado, a diminuição do Cs na base e no topo do depósito, ainda mais acentuada na base, poderá estar relacionada com a ocorrência de influxos tsunamigénicos, capazes de transportar uma grande quantidade de areias de quartzo da região costeira (de praia e duna).

O mesmo foi detetado no caso dos elementos metálicos como o Cu e Zn, que registam um incremento súbito a -115 cm e considera-se que terá sido desencadeado pela remobilização dos sedimentos finos subjacentes. Após este momento, dá-se uma nova diminuição dos teores destes elementos, no topo do depósito, sugerindo o acarreo de materiais mais arenosos da zona costeira.

Os elementos indicadores de intrusão de material biogénico (Sr, Ba, Ca e Mg) podem registar aumentos significativos nos depósitos de *tsunami* geralmente associados à abundância de organismos biogénicos marinhos, mas também terrestres, de água salobra.

Estrôncio (Sr) e bário (Ba) são componentes importantes do biota marinha e são associados por vezes aos processos de sedimentação marinha relacionadas com atividade biogénica, enquanto as maiores concentrações de cálcio (Ca) e magnésio (Mg) são atribuídas à intrusão de bioclastos marinhos, como conchas e carapaças de foraminíferos (Cuven *et al.*, 2013).

No caso do Estuário do Rio Alcabrichel, estes elementos ocorrem em concentrações mais baixas no depósito tsunamigénico, contrastando com alguns estudos realizados no depósito de *tsunami* de 2011 de Tohoku-oki, no Japão (e.g. Chagué-Goff *et al.*, 2012), onde foram relatadas altas concentrações de Sr e Ca, mas baixas concentrações de bário. Relativamente ao Ba, os mesmos autores consideram que a utilização deste elemento como paleoindicador de inundação tsunamigénica deve ser acautelada, porque o bário tende a ocorrer em concentrações mais elevadas nos sedimentos estuarinos do que nos sedimentos marinhos, argumentando que os estuários atuam como uma fonte de bário dissolvido de material fluvial em suspensão.

Entre os elementos indicadores de intrusão de água salgada, referidos no início do presente subcapítulo, no estuário do Rio Alcabrichel foi analisado o enxofre (S) e os resultados mostram a presença deste indicador no depósito tsunamigénico, com especial destaque para o topo de depósito (-107 cm). As concentrações elevadas de enxofre (S) têm sido associadas à maior disponibilidade de sulfato na água do mar do que na água doce (Chagué-Goff, 2010) e a menor concentração na base do depósito pode ser justificada pela diminuição do volume da água intersticial, devido ao transporte em massa de areias que se encontravam na zona costeira, provavelmente do sistema dunar existente no local. Ao mesmo tempo, este transporte terá provocado a erosão do sistema dunar, facilitando posteriormente a entrada de um volume de água maior justificado pelo aumento súbito de S no topo de depósito.

Não se deve deixar de referir a possível correlação do outro evento energético identificado aos -135 cm à um possível *paleotsunami* ou *paleotempestade*. A assinatura geoquímica deste evento não foi muito conclusiva no que respeita à sua origem, uma vez que esta amostra partilha similaridades geoquímicas ora com o depósito tsunamigénico, ora com os depósitos de enchimento sedimentar. Para apurar se este material terá sido depositado pelas ondas tsunamigénicas, surgiu a necessidade de proceder à análise estatística dos dados geoquímicos, utilizando a estratégia de aglomeração (análise de *Clusters*) com recurso ao *software* Statistica v.13.2.

Os resultados de classificação hierárquica são apresentados sob forma de um *dendograma*, representando os vários níveis de similaridade que ocorrem entre as amostras. Foi adotado o método de Ward, ou de variância mínima, utilizado por muitos autores (e.g. Jagodziński *et al.*, 2012) na análise de dados sedimentológicos. Considera-se que este método utilizado igualmente nos estudos ecológicos cria grupos internamente homogéneos e mais distintos entre si (Kovar e Leps, 1982 *in* Capelo, 2003).

Da análise de *Cluster*, baseada em 40 elementos químicos (foram excluídos aqueles que apresentaram respostas analíticas abaixo do limite instrumental) foi produzido um *dendograma* em que foram identificados 2 *Clusters* distintos (Figura 33).

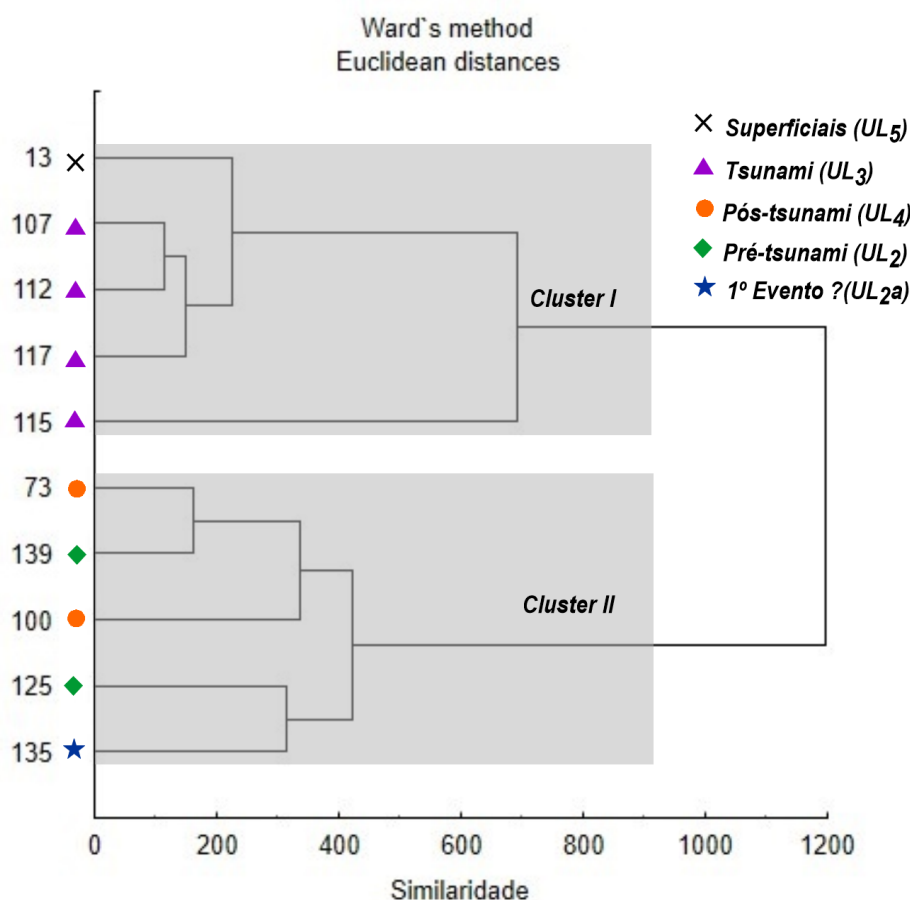


Figura 33- *Dendograma* de análise de *Clusters* dos 40 elementos químicos analisados para as 10 amostras, produzido em Statistica 13.2 e utilizando o método do Ward (ou de mínima variância)

Cluster I é composto pelas amostras de *tsunami* e a amostra dos sedimentos superficiais, mas com um ramo aparentemente separado que corresponde à amostra situada a -115 cm. Esta amostra apresenta dissimilaridades com as restantes amostras do mesmo grupo, partilhando algumas similaridades na composição geoquímica com as amostras do enchimento sedimentar, justificadas pela presença de alguns elementos terrígenos e considera-se que a sua assinatura geoquímica poderá estar relacionada com o fluxo turbulento da onda de retorno que terá provocado a erosão e a remobilização dos sedimentos de enchimento sedimentar.

Cluster II é composto pelas amostras aluviais, do enchimento sedimentar, incluindo ainda a amostra que corresponde ao primeiro evento energético da subunidade **UL_{2a}**, de origem desconhecida. Em contraste com o primeiro, este *Cluster* é muito mais homogêneo, com maior similaridade entre todas as amostras. Este resultado não corrobora, portanto, a hipótese de este evento estar associado a um possível evento tsunamigénico e considera-se que um temporal costeiro ou outro evento meteorológico extremo (chuvas

intensas) poderá ter sido responsável pela formação da subunidade **UL_{2a}**. A explicação mais provável para não atribuir a génese tsunamigénica para este evento é justificada pela semelhança na composição geoquímicas entre esta subunidade e as amostras do enchimento sedimentar. De acordo com vários autores (e.g. Chagué-Goff, 2010) esta semelhança deve-se ao fato que, em regra, os temporais são frequentemente associados às chuvas fortes responsáveis pela ocorrência de cheias e em consequência pela entrada de material terrígeno.

Em suma, é possível afirmar que a presença de indicadores de paleossalinidade como o S foi detetado no depósito de *tsunami* do Estuário do Rio Alcabrichel, enquanto alguns indicadores biogénicos como Ca e Ba, que são normalmente considerados indicadores fiáveis de inundação tsunamigénica (Chague-Goff, 2010) e alguns metais como Ti e Fe considerados indicadores de deposição em condições de elevada energia hidrodinâmica relacionados com a ocorrência de lâminas de minerais pesados, surgiram em maiores concentrações nos sedimentos finos de enchimento sedimentar.

Uma assinatura geoquímica muito similar foi detetada por vários autores (e.g. Font *et al.*, 2013) no depósito de *tsunami* de 1755 da Boca do Rio (Algarve, Portugal), que concluíram que a diluição de determinados elementos indicadores de intrusão marinha se deve à remobilização das argilas conjugada com a entrada de um enorme volume de areias dos sistemas de praia-duna próximos.

Contudo, em muitas partes do mundo os depósitos tsunamigénicos são marcados pela presença dos elementos referido anteriormente e considera-se que embora representa um critério extremamente importante na identificação dos depósitos tsunamigénicos, a análise geoquímica pode apresentar algumas limitações, sendo que a tendência geoquímica pode sofrer variações de um local para outro, dependendo do ambiente climático, geomorfológico e geológico de cada setor costeiro (Cuven *et al.*, 2013).

Neste sentido, surgiu a necessidade de utilizar outros indicadores sedimentológicos considerando-se que só a conjugação de vários critérios poderá garantir a fiabilidade dos resultados e atribuir a génese *tsunamigénica* aos sedimentos da unidade **UL₃**.

6.1.3. Assinaturas morfoscópicas do depósito tsunamigénico

A análise morfoscópica foi a técnica que revelou informações muito valiosas sobre as características dos grãos e permitiu distinguir melhor os diferentes ambientes sedimentares. Cada ambiente sedimentar é caracterizado por condições específicas de sedimentação e em consequência por alterações nos dados composicionais (quartzo, líticos e bioclastos).

No estuário do Rio Alcabrichel, as componentes texturais têm uma relação estreita com os diferentes ambientes sedimentares, sendo que a unidade **UL₁** é constituída por as areias predominantemente ferruginosas, com elevada percentagem de material terrígeno (líticos), e baixo teores em bioclastos relacionadas com o calmo ambiente lagunar. No sistema de planície aluvial correspondente às duas

unidades de enchimento sedimentar **UL₄** e **UL₂** foram detetadas lâminas caracterizadas pelo aumento de líticos constituídos sobretudo por minerais do grupo de filossilicatos (micas brancas e esverdeadas), associados aos argilominerais do solo. A presença de lâminas intercaladas de micas poderá estar relacionada com os possíveis episódios de cheia ocorridos no Rio Alcabrichel, apontando para o transporte destas partículas em suspensão e posterior decantação nos períodos mais calmos.

A unidade tsunamigénica é composta por areias siliciosas com elevadas percentagens de quartzo e caracterizadas pelo aumento (embora ligeiro) de bioclastos, com teores muito semelhantes à unidade superficial, correspondente ao sistema dunar, sugerindo este sistema como possível fonte sedimentar.

Hindson e Andrade (1999) consideram que o material fonte para o depósito tsunamigénico pode ser muitas vezes identificado com outros ambientes sedimentares, embora possam ocorrer modificações nestes sedimentos durante a erosão, o transporte e a deposição deste material.

O estudo morfométrico e dos restantes parâmetros morfoscópico (revestimento, variedade, aspeto superficial) ajudaram também a distinguir as areias de cada ambiente sedimentar, identificando a predominância dos grãos mais rolados e de esfericidade mais alta na base do depósito tsunamigénico e nas areias superficiais, em comparação com as areias lagunares e de enchimento sedimentar constituídas sobretudo por grãos angulosos e de esfericidade baixa. De fato, foi sempre identificada uma relação muito estreita entre o rolamento e a esfericidade, em que de um modo geral os grãos rolados e bem rolados apresentam esfericidade alta.

Azevedo (1983) verificou a mesma relação entre os dois parâmetros morfoscópicos, sugerindo que existe uma relação linear entre o rolamento e esfericidade, manifestada pelo fato de os seixos mais rolados (considera-se aqui outra escala de análise) possuírem também esfericidade mais elevada.

Como o presente estudo incide na análise de uma única sondagem, considerou-se que uma interpretação detalhada sobre a inundação tsunamigénica poderá fornecer novas informações sobre as condições hidrodinâmicas ocorridas durante o evento, melhorar deste modo a informação paleoambiental obtida no âmbito do projeto FMI-5000.

Muitos estudos sobre a assinatura geológica dos depósitos de *tsunamis* relatam uma única camada maciça de areia que representa o depósito tsunamigénico. Contudo, nos estudos sobre o *tsunami* de AD 1755 foram identificadas várias subunidades que atestam ondas sucessivas ocorridas durante o evento.

No depósito de *tsunami* da Boca do Rio, Hindson e Andrade (1999) sugeriram a ocorrência de duas ondas sucessivas ou uma onda de retorno para os sedimentos no topo do depósito. Contudo, para o mesmo depósito Font *et al.* (2013) consideram que as mudanças abruptas na sedimentação, ora por tração, ora por partículas em suspensão, surgem em condições hidrodinâmicas turbulentas, sugerindo uma única onda de inundação para este depósito, seguida por várias ondas de recuo. Pelo contrário, Cuven *et al.* (2013)

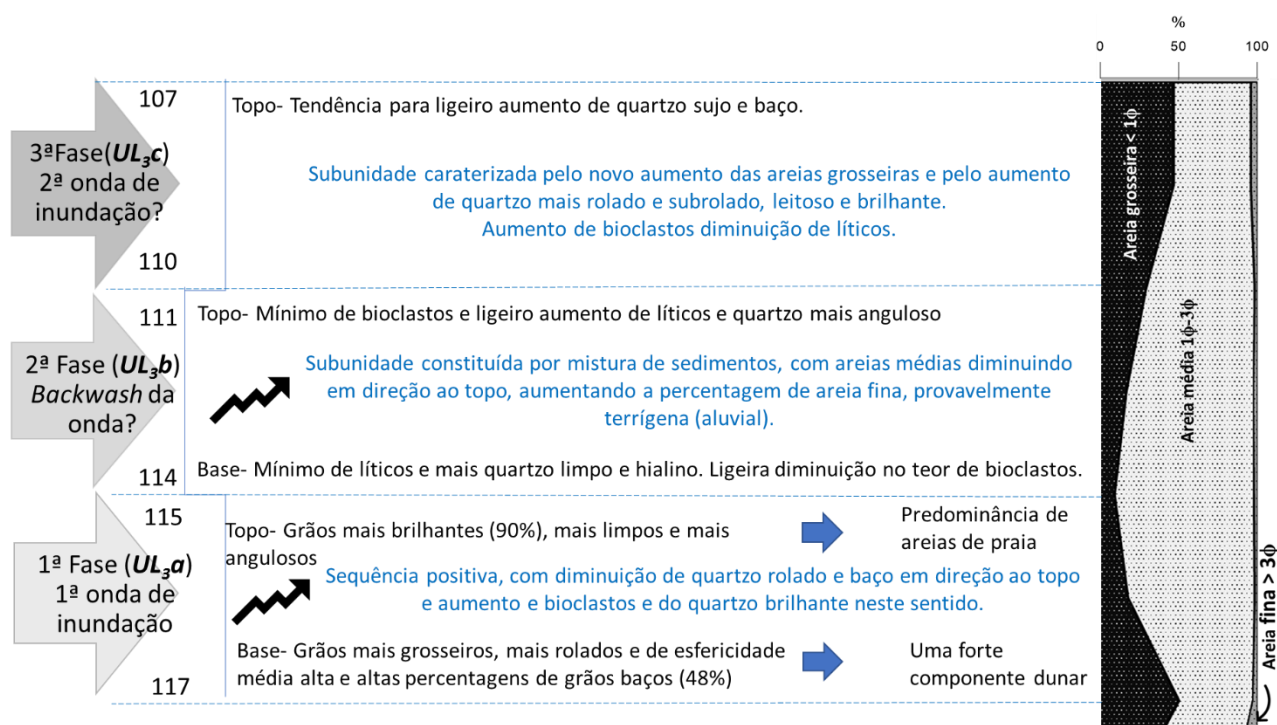
concluíram que o depósito de *tsunami* de 1755 no Golfo de Cádiz (Baía Los Lances) foi constituído por seis ondas sucessivas, com períodos que diminuíam progressivamente de 20 a 40 minutos.

No caso do depósito de *tsunami* do Rio Alcabrichel, os resultados morfoscópicos permitiram identificar três subunidades distintas, provavelmente relacionadas com as várias fases do *tsunami*, constituídas por duas ondas de inundação separadas por uma onda de retorno embora alguns estudos baseados nos relatos históricos referem a ocorrência de três ondas tsunamigénicas (Santos *et al.*, 2013).

Os dados texturais atestam também a possibilidade do reconhecimento de 3 diferentes fases do *tsunami*, com uma primeira onda mais energética, transportando material mais grosseiro ($< 1 \phi$) entre 117 e 114 cm profundidade, seguida por uma segunda onda, provavelmente de retorno com maior percentagem de areias médias, e uma terceira fase, em que ocorre provavelmente uma segunda onda de inundação, menos energética do que a primeira com um novo acarreo de areias grosseiras.

Uma síntese dos resultados texturais e morfoscópicos encontra-se sumariada na Tabela XII e permitiu associar cada subunidade identificada do depósito tsunamigénico com possíveis fases do tsunami.

Tabela XII - Quadro conceptual com as diferentes fases de *tsunami* identificadas com base nas características morfoscópicas e texturais dos grãos de quartzo para as três subunidades do depósito tsunamigénico.



Da síntese apresentada no quadro anterior, podemos fazer uma breve reconstituição da inundação tsunamigénica no estuário do Rio Alcabrichel, com uma primeira fase em que o avanço da onda de *tsunami* provocou inicialmente a remoção de um grande volume de areias dunares (justificado pelas altas percentagens dos grãos baços) provenientes provavelmente do campo dunar existente no local, transportando e depositando este material mais para o interior. A medida que este fluxo de inundação avançou para o interior em alta velocidade provocou também erosão da praia, transportando e

depositando este material por cima do anterior, justificado pela predominância das areias de praia no topo da subunidade **UL_{3a}**. Este fluxo de inundação rico em areias do ambiente litoral terá provocado ainda erosão e remobilização dos sedimentos finos de enchimento sedimentar, podendo justificar o aumento de alguns elementos geoquímicos, considerados como indicadores terrígenos verificado no topo da subunidade **UL_{3a}**. A partir deste momento, na subunidade **UL_{3b}** a onda de retorno começa a fluir para as áreas morfologicamente mais deprimidas e esta fase poderá corresponder ao *backwash* da onda de *tsunami*, caracterizado por um ambiente hidrodinâmico ainda mais turbulento, justificado pela mistura das areias de praia e de duna com as areias fluviais menos grosseiras, provenientes do canal fluvial junto ao local de sondagem. A elevada energia da onda de retorno devido aos fortes correntes de tração induzidos pela topografia terrestre (Einsele *et al.*, 1996) terá provocado não só a mistura de vários ambientes sedimentares, mas também uma nova remobilização e erosão das areias subjacentes do topo da subunidade anterior (**UL_{3a}**), traduzindo modificações significativas nas características dos grãos de quartzo. Acima dos -111 cm, na subunidade **UL_{3c}**, terá ocorrido uma segunda onda de inundação, provocando um novo acarreo de areias mais grosseiras, com grãos de quartzo mais rolados e predominantemente brilhantes (areias de praia) e com a tendência do aumento dos grãos sujos e baço acima do depósito, provenientes provavelmente do campo dunar.

Dada o elevado número de parâmetros morfoscópicos analisados, optou-se por aplicar a análise multivariada que tem como objetivos a redução de complexidade, facilitando desta forma a interpretação dos resultados.

O método de análise multivariada aplicado foi o método de ordenação ACP (Análise de Componentes Principais) que permite correlacionar os padrões de distribuição das amostras com as variações observadas nos parâmetros morfoscópicos. Em termos geométricos, o algoritmo ACP assume uma resposta linear e tem como objetivo achar um conjunto de novos eixos, que serão combinações lineares dos antigos (Capelo, 2003), produzindo um arranjo de pontos num espaço dimensional, em que os pontos mais próximos correspondem às amostras similares em termos das características morfoscópicas, enquanto os pontos mais afastados entre si são mais dissemelhantes.

A Análise de Componentes Principais aplicada em 17 variáveis morfoscópicas das 32 amostras da sondagem CF2 é representada sob forma de um *bipplot*, em que as amostras são representadas por uma nuvem de pontos projetada ao longo de eixos com base nas suas características morfoscópicas. Relativamente às variáveis morfoscópicas, estas são representadas como vetores (setas) aplicados na origem dos eixos e representam a direção de máxima variância dessa variável no diagrama de ordenação (Capelo, 2003). O seu tamanho (comprimento) é diretamente proporcional à sua taxa de variação numa determinada direção e indicam, portanto, a força (dada pelo comprimento de cada vetor) e a direção (orientação de seta) de um único gradiente variável (Ronca *et al.*, 2015).

Os resultados da Análise de Componentes Principais encontram-se representados na Tabela XIII e Figura 34.

Tabela XIII - Resultados dos *eigenvalues* da ACP.

ACP	Axis 1	Axis 2	Axis 3	Axis 4
<i>Eigenvalues</i>	0.5282	0.1429	0.0879	0.0783
Porcentagem acumulada da variância total	52.85	61.14	75.93	83.76

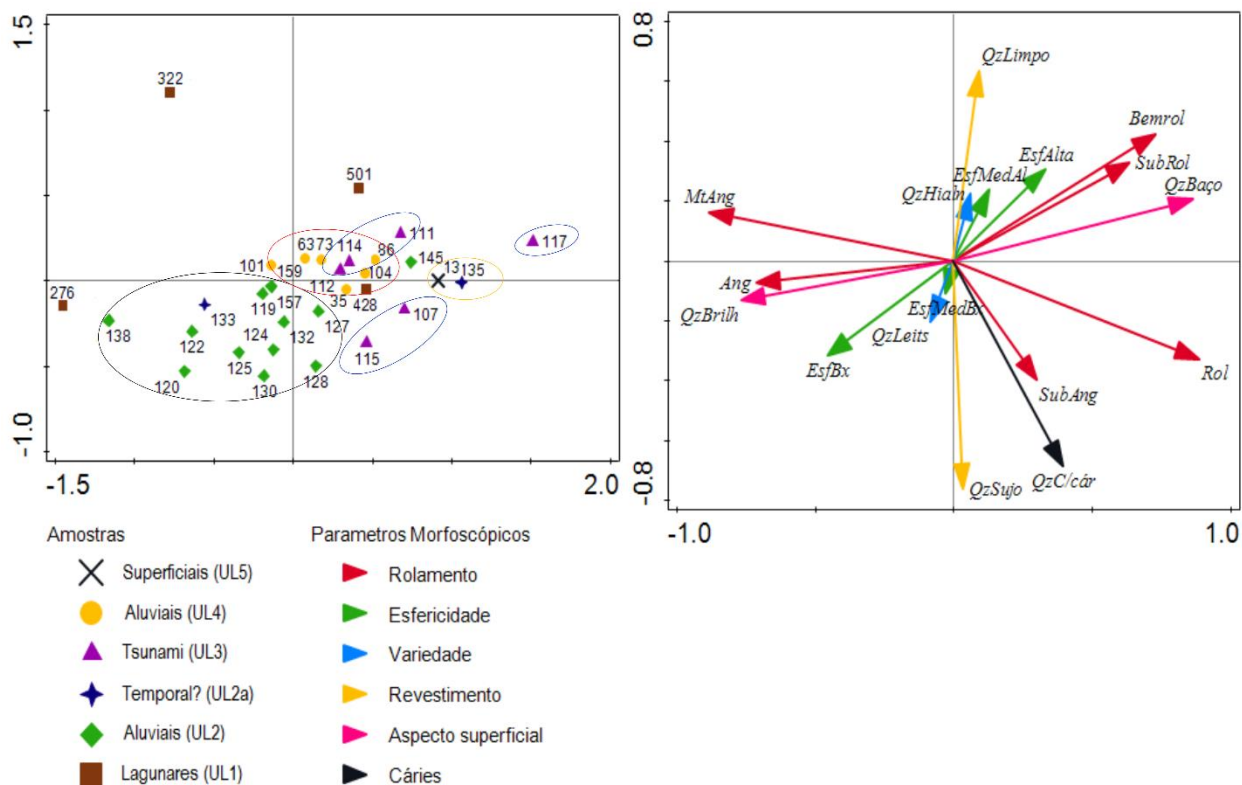


Figura 34- Diagrama de ordenação da Análise de Componentes Principais sobre os 17 parâmetros morfoscópicos dos grãos de quartzo, produzido em Canoco 5

Os resultados da Análise de Componentes Principais (Tabela XIII e Figura 33) mostram a individualização de um grupo muito homogêneo constituído sobretudo pelas amostras de enchimento sedimentar da unidade **UL₂**, com o primeiro eixo (eixo x) que separa a maioria destas amostras das restantes amostras, explicando 52,85% do total da variação). Por outro lado, o segundo eixo (eixo y) separa claramente o grupo homogêneo referido anteriormente das amostras de enchimento sedimentar da unidade **UL₄** e as restantes amostras (de *tsunami*, lagunares, superficiais e uma amostra do possível temporal/tempestade) com uma percentagem acumulada de 61% da variância total.

As amostras dos sedimentos lagunares encontram-se muito mais afastadas, mostrando grandes dissimilaridades de ponto de vista das características morfoscópicas entre estas e as referidas anteriormente. Quanto às amostras de *tsunami*, este grupo não aparece muito bem individualizado, mostrando muitas semelhanças de ponto de vista das características morfoscópicas com as amostras aluviais da unidade **UL₄** e ainda com a amostra superficial e com a amostra situada na base da subunidade **UL_{2a}**.

As seis amostras tsunamigénicas encontram-se agrupadas e três pequenos subgrupos (elipses a azul): um subgrupo constituído pelas duas amostras do topo da subunidade **UL_{3a}** e **UL_{3c}** separadas das restantes amostras tsunamigénicas pelo segundo eixo de ordenação, um subgrupo constituído pelas amostras da subunidade **UL_{3b}** e um subgrupo constituído apenas pela amostra situada na base do depósito tsunamigénico, aos -117 cm. Esta amostra encontra-se bastante afastada das restantes amostras tsunamigénicas, sugerindo menos semelhanças nos seus parâmetros morfoscópicos. Contudo, a proximidade geométrica no espaço dimensional desta amostra com o pequeno grupo constituído pela amostra superficial e a amostra da base do depósito de temporal/tempestade sugere uma maior afinidade morfoscópica entre elas, justificando o campo dunar como possível fonte para a base do depósito tsunamigénico e para a amostra situada na base da subunidade **UL_{2a}**, depositada provavelmente pelos ventos fortes associados ao temporal.

No que respeita às variáveis morfoscópicas, na Figura 33 destaca-se que as variáveis com maiores setas são mais correlacionadas com os eixos de ordenação e com o padrão de variação das amostras no espaço dimensional. Assim, é possível observar que a variedade de quartzo (leitoso ou hialino) e a esfericidade não tem muita importância na distribuição das amostras, enquanto o rolamento, o aspeto superficial e o revestimento são os parâmetros morfoscópicos que melhor explicam o padrão da distribuição das amostras.

Na Figura 33 observa-se que os grãos angulosos, brilhantes, de esfericidade baixa explicam o padrão de distribuição das amostras do grupo homogéneo da unidade **UL₂** e de uma amostra de temporal, enquanto as amostras de *tsunami*, as superficiais e do enchimento sedimentar da unidade **UL₄** são correlacionadas sobretudo com os grãos baços, rolados e bem rolados.

Para perceber o padrão de distribuição das amostras de *tsunami* de forma a caracterizar as três subunidades com base nas características morfoscópicas dos grãos de quartzo, foi aplicada a técnica de Análise de Componentes Principais apenas nestas amostras. Optou-se também por analisar separadamente cada grupo de variáveis: o rolamento, a esfericidade e os restantes parâmetros (variedade, revestimento, aspeto superficial e o quartzo com “cáries”) com o objetivo final de definir quais das variáveis morfoscópicas conseguem discriminar melhor as três subunidades do depósito tsunamigénico.

Análise de Componentes Principais dos parâmetros morfométricos (Figura 35 e Figura 36), mostram que tanto o rolamento como a esfericidade têm grande capacidade de discriminação, com os primeiros dois fatores explicando mais de 80% do total da variação. Em ambos os casos, o Fator1 (eixo x) explica mais de 50% do total da variação conseguindo separar as amostras de base e do topo do depósito tsunamigénico das restantes amostras. Distinguem-se, portanto dois grupos que apresentam maior afinidade morfoscópica entre si: um grupo formado pelas amostras da base e do topo do depósito correlacionadas com as percentagens dos grãos rolados e bem rolados e de esfericidade alta e média alta e um segundo

grupo formado pelas restantes amostras, cujo padrão de variação está explicado pelas percentagens de grãos angulosos, muito angulosos, subrolados e de esfericidade baixa e média baixa.

É importante referir que a amostra situada a 115 cm profundidade (no topo da subunidade **UL_{3a}**) partilha muitas semelhanças morfoscópicas com as amostras da subunidade sobrejacente **UL_{3b}**, correlacionadas sobretudo com os grãos angulosos e muito angulosos e de esfericidade baixa (Figura 35 e Figura 36).

Como referido, o topo da subunidade **UL_{3a}** foi afetado ainda pela elevada energia da onda de retorno, que terá provocado erosão e remobilização das areias que constituem o topo desta subunidade, justificando, portanto, algumas semelhanças morfoscópicas entre os grãos de quartzo da amostra situada a -115 cm e as amostras da subunidade **UL_{3b}**, incorporando eventualmente algum material desta subunidade. Portanto, estes resultados são claramente consistentes com a análise geoquímica que revelou o aumento de alguns elementos geoquímicos, considerados como indicadores terrígenos no topo da subunidade **UL_{3a}** (a -115cm) provenientes provavelmente dos sedimentos aluviais transportados e depositados pelo *backwash* da onda de *tsunami*.

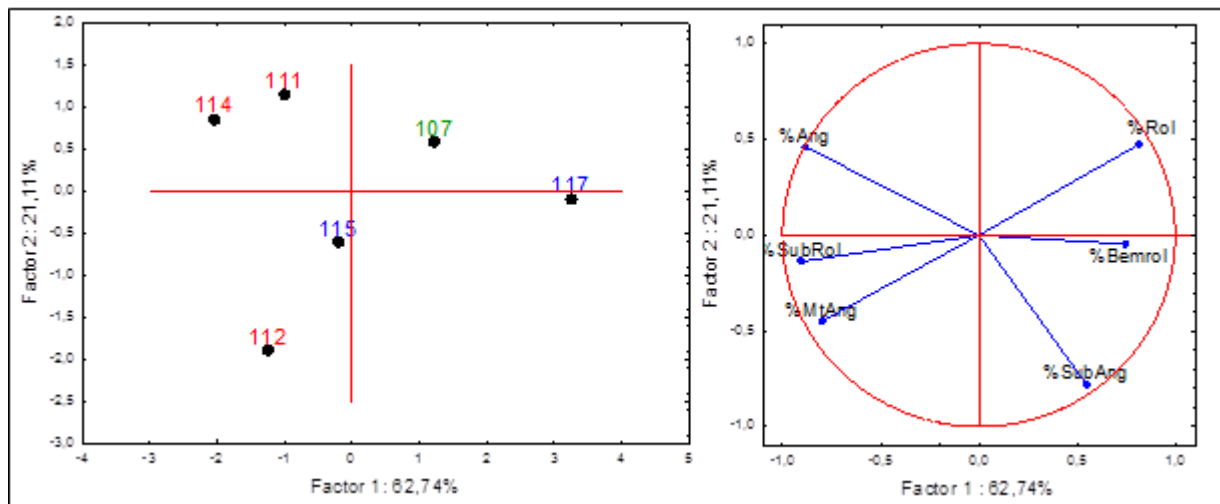


Figura 35- Análise de Componentes Principais (Rolamento). No quadrante esquerdo as amostras a azul são da subunidade **UL_{3a}**; a vermelho da subunidade **UL_{3b}** e a verde da subunidade **UL_{3c}**.

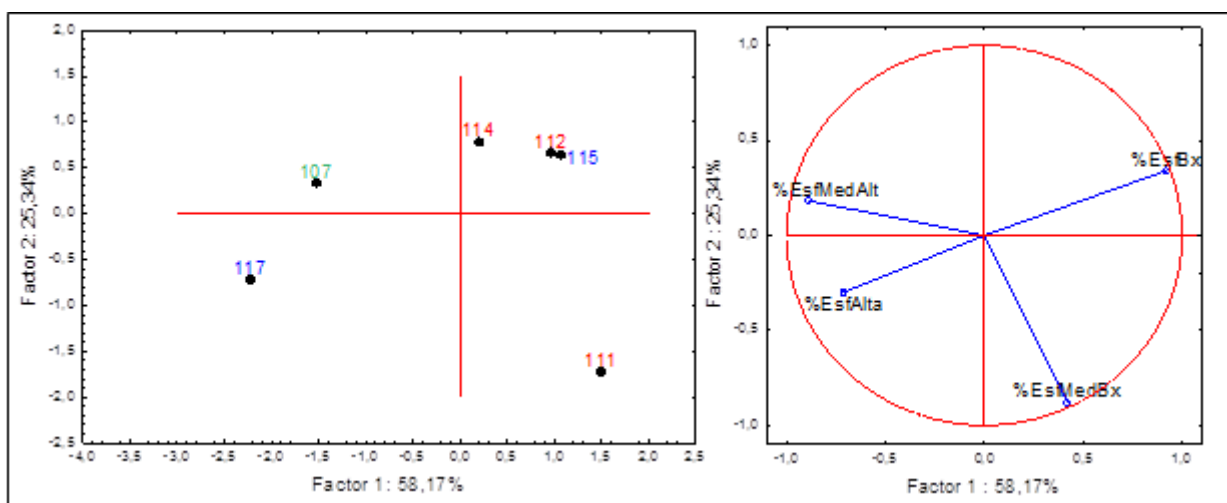


Figura 36- Análise de Componentes Principais (Esfericidade). No quadrante esquerdo as amostras a azul são da subunidade **UL_{3a}**; a vermelho da subunidade **UL_{3b}** e a verde da subunidade **UL_{3c}**.

Quanto ao Fator 2 (eixo Y), os dois parâmetros morfométricos conseguem distinguir as referidas amostras de base e do topo do depósito tsunamigênico, mas não têm capacidade de separar as amostras da subunidade **UL_{3b}** com a amostra da subunidade **UL_{3c}**. Por outro lado, foi observado que no caso da esfericidade, o segundo eixo tem maior capacidade de discriminação, separando a amostra da base do depósito das restantes amostras (com exceção da amostra aos -111 cm), relacionadas com os grãos de esfericidade alta. Costa (2012) utiliza os mesmos parâmetros para diferenciar os depósitos de *tsunami* de Boca de Rio e de Lagoa dos Salgados, das areias de praia, de duna e dos sedimentos de fundos proximais (-7,5 m) e os resultados sugerem que o rolamento tem maior capacidade de discriminação do que a esfericidade. Contudo, o mesmo autor concluiu que a esfericidade consegue separar as amostras de *tsunami* dos sedimentos proximais, considerando a região *nearshore* como a fonte menos provável para os sedimentos do *tsunami* de 1755.

A Análise de Componentes Principais sobre os restantes parâmetros morfoscópicos não tem muita capacidade de separar as três subunidades. Na Figura 37 observa-se que as amostras situadas na base da subunidade **UL_{3a}**, **UL_{3b}** e o topo da subunidade **UL_{3c}** são correlacionadas sobretudo com os grãos sujos, baços e leitosos, enquanto o padrão de distribuição das restantes amostras (duas amostras da unidade **UL_{3b}** e o topo da unidade **UL_{3a}**) é explicado pelas percentagens de grãos hialinos, limpos e brilhantes. O quartzo com “cáries” tem menos importância na distribuição das amostras, considerada como variável explicativa apenas para duas amostras (a 112 cm e 115 cm profundidade).

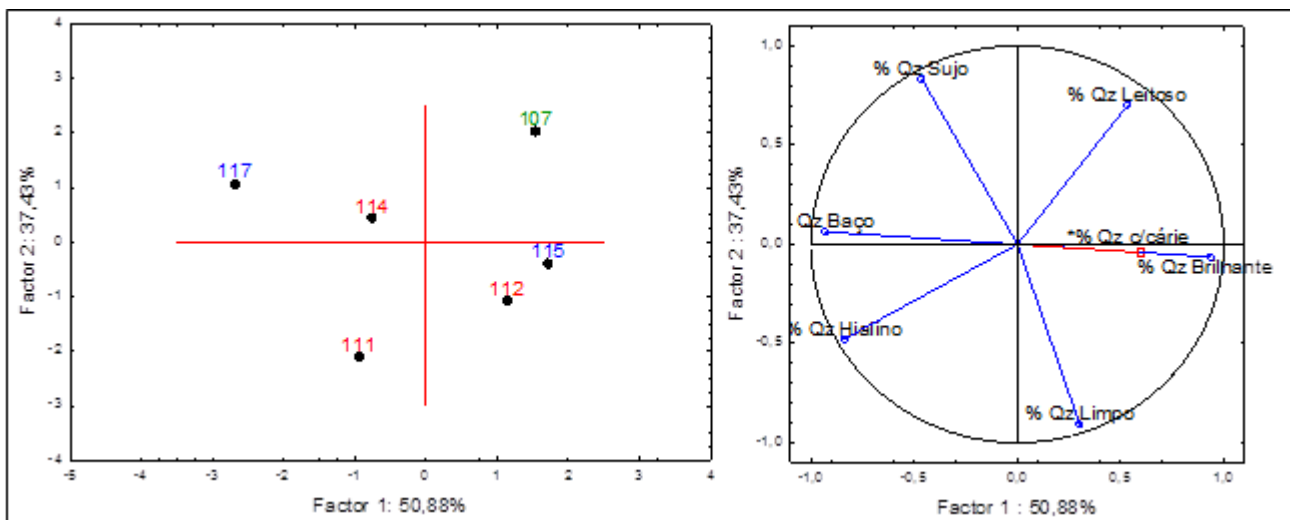


Figura 37- Análise de Componentes Principais (Esfericidade). No quadrante esquerdo as amostras a azul são da subunidade **UL_{3a}**; a vermelho da subunidade **UL_{3b}** e a verde da subunidade **UL_{3c}**.

Em suma, no estuário do Rio Alcabrichel as características morfoscópicas dos grãos de quartzo permitem associar as areias tsunamigênicas com os sedimentos de praia e de duna da zona costeira próxima e ainda incorporando material fluvial e material fino dos sedimentos subjacentes (*pré-tsunami*) erodidos e transportados durante o processo de inundação e/ou de retorno.

Estes resultados estão de acordo com os de vários autores (e.g. Hindson e Andrade, 1999) que afirmam que o transporte realizado pela onda de *tsunami* envolve um maior volume de sedimentos *onshore*, geralmente provenientes da remoção de areias de praia e de dunas.

Considerou-se que a Análise de Componentes Principais é um método estatístico essencial na análise de dados sedimentológicos, apresentando resultados favoráveis na identificação dos distintos ambientes deposicionais e de vários grupos que possuem características morfoscópicas semelhantes, proporcionando a melhor interpretação dos resultados.

6.1.4. Assinaturas microtexturais do depósito tsunamigénico

As assinaturas microtexturais dos grãos de quartzo, são cada vez mais utilizadas para identificar os diferentes ambientes deposicionais. De acordo com vários autores (e.g. Krinsley e Doornkamp (1973) e Mahaney (2002) é possível distinguir diferentes ambientes sedimentares utilizando as assinaturas microtexturais dos grãos de quartzo. Ao longo do tempo têm surgido várias classificações dos atributos microtexturais identificados nos grãos de quartzo, (e.g. Mahaney *et al.*, 2001;; Costa *et al.*, 2009; 2012a; 2012b; 2013, Vos *et al.*, 2014), reunidos geralmente num Atlas de microtexturas (e.g. Mahaney, 2002, Costa *et al.*, 2014).

Na presente dissertação foram aplicadas duas classificações dos atributos microtexturais:

- i. uma primeira classificação qualitativa e semi-quantitativa, mostrando apenas a presença ou ausência dos atributos microtexturais considerados mais recente na superfície dos grãos e determinada a frequência de ocorrência destes atributos para cada amostra.
- ii. uma segunda classificação, em que cada marca/atributo microtextural foi quantificado segundo seis classes sugeridas por Costa *et al.*, 2012b; 2014.

A análise microtextural realizada em 12 amostras da sondagem CF2 (entre 100 cm e 140 cm profundidade) mostra a presença de várias marcas/atributos microtexturais correlacionadas com os distintos ambientes deposicionais identificados na referida sondagem.

Das 12 amostras analisadas, seis amostras correspondem ao depósito tsunamigénico, duas ao possível depósito de temporal/tempestade e quatro amostras aos sedimentos aluviais de enchimento sedimentar das unidades **UL₂** e **UL₄**, selecionadas de seguinte forma: uma amostra corresponde aos sedimentos aluviais de pré-eventos, duas amostras foram selecionadas dos sedimentos de pré-*tsunami*, ou seja a seção sedimentar inter-eventos e uma amostra acima do depósito tsunamigénico, ou seja pós-eventos.

Os resultados obtidos da primeira classificação dos 259 grãos analisados, da fração compreendida entre 1φ-3φ, mostram que, de um modo geral todas as amostras apresentam um elevado grau de dissolução, devido provavelmente à imobilização prolongada dos grãos, que favorece a multiplicação e/ou alargamento das marcas de ação química (Costa *et al.*, 2012; 2014).

Contudo, as areias tsunamigénicas apresentam um predomínio das marcas de ação mecânica (superfícies frescas e marcas de percussão), enquanto nos sedimentos aluviais e no depósito associado ao possível temporal predominam os grãos com marcas de ação química (dissolução e partículas aderentes).

Os estudos recentes realizados nos depósitos de *tsunami* por Costa (2012) e Costa *et al.* (2012a; 2012b; 2014) mostram que as assinaturas microtexturais dos grãos de quartzo podem distinguir os depósitos tsunamigénicos de outros depósitos atuais do ambiente costeiro, apresentando sobretudo um número elevado de marcas de ação mecânica quando comparados com as possíveis fontes sedimentares de praia, duna, aluviais e fundos submarinos proximais (-7,5m).

No estuário do Rio Alcabrichel, embora não tenha sido realizada a análise microtextural sobre os sedimentos atuais (de praia, duna e proximais), a correlação das areias tsunamigénicas com as fontes potenciais foi feita com base nas características microtexturais dos grãos de quartzo e baseada na bibliografia de referência. Contudo, foi realizada a análise microtextural nos sedimentos aluviais de enchimentos sedimentar, procurando deste modo identificar as dissimilhanças de ponto de vista das assinaturas microtexturais entre estas amostras e o depósito tsunamigénico. Procurou-se também detetar dissimilhanças nas assinaturas microtexturais entre as amostras que constituem o depósito de *tsunami*, identificando desta forma diferenças na energia de deposição e correlacionar com os várias fases de inundação de *tsunami*.

Os resultados obtidos da análise microtextural das areias tsunamigénicas revelaram algumas dissimilhanças entre os grãos de quartzo que constituem as três subunidades do depósito de *tsunami*.

Na base do depósito foram encontradas características microtexturais frequentemente encontradas nos grãos eólicos, reconhecidos por apresentar um arredondamento acentuado, um caráter baço da sua superfície e abundantes marcas de choque (Galopim de Carvalho, 2005). Estes atributos microtexturais foram detetados na amostra que constitui a base da subunidade **UL_{3a}**, caracterizada pela abundâncias dos grãos arredondados, ou com arestas boleados, com elevado número dos grãos com marcas de percussão (entalhes e “v”, crescentes, marcas de fricção), com predominância dos grãos de baixo relevo (70%) e com dissolução, enquanto último atributo microtextural predominante nestes grãos (40%).

Todas estes atributos microtexturais foram frequentemente encontrados nos grãos de dunas atuais dos diversos locais (e.g. Mahaney, 2002; Costa *et al.*, 2012b), sugerindo portanto o sistema dunar como potencial fonte para a base do depósito. Contudo, a abundância dos grãos com marcas de percussão de rebordo cortante e o elevado número dos grãos com superfícies frescas (Figura 38) sugerem que estas marcas foram adquiridas durante o último processo de transporte até à deposição. No topo desta subunidade, embora persistam as marcas de percussão, verificou-se a diminuição das percentagens dos grãos com dissolução, enquanto último atributo microtextural, aumentando significadamente a frequência da ocorrência dos grãos com superfícies frescas, com este atributo microtextural a tornar-se predominante sobre os restantes atributos (Figura 38).

A análise morfooscópica mostrou que a praia terá sido a fonte mais provável para o topo da subunidade **UL_{3a}**, devido sobretudo ao caráter brilhante e anguloso dos grãos.

A análise microtextural revelou também algumas dissimilaridades quando comparada com a amostra que constitui a base do depósito, com grãos que apresentam um relevo de baixo a alto e que exibem marcas de percussão de maior dimensão, incorporando várias fraturas concoidais, entalhes em “V” e superfícies boleadas de aspeto lavado (Figura 38).

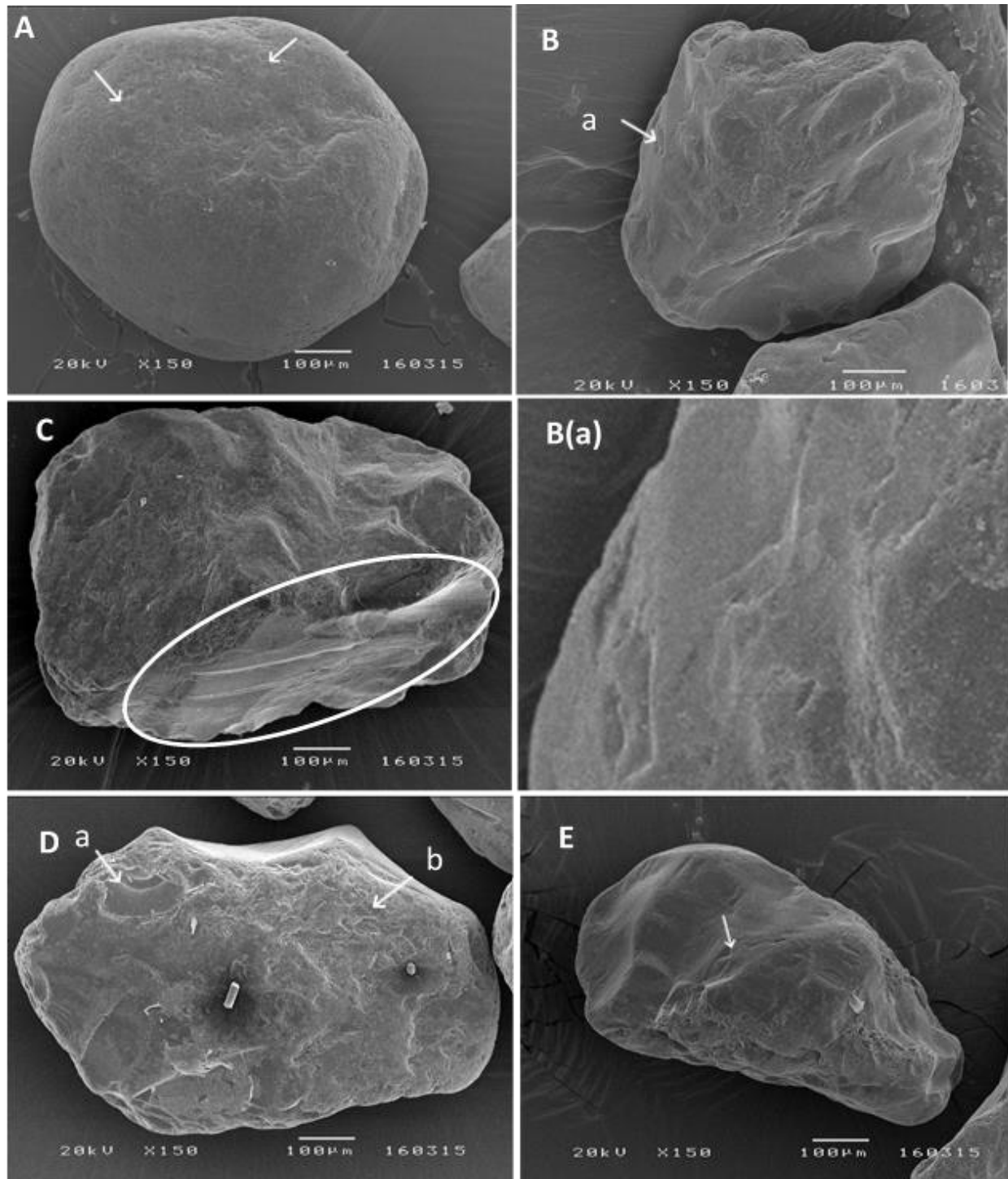


Figura 38- Exemplos dos grãos do depósito tsunamigénico - subunidade **UL_{3a}**, -base (A, B); topo (C, D, E): A- Grão muito bem rolado, de baixo relevo, com elevado número de marcas de percussão de pequena dimensão; B- Grão com arestas boleadas e várias marcas em “V”; B(a) - Detalhe das marcas em “V”; C- Grão de médio relevo e com superfície fresca; D- Grão com várias marcas de percussão (a-fraturas concoidais; b- marcas em “V”); E- Grão com arestas boleadas, de aspeto lavado, com várias marcas em “V”

Resultados semelhantes foram obtidos por Vos *et al.* (2014), que analisaram as assinaturas microtexturais duas amostras (de praia e de duna) e detetaram algumas diferenças, com grãos de duna que apresentam sobretudo marcas em “V” e grãos de praia exibindo várias marcas de percussão, incluindo fraturas concoidais. Contudo, no Caso do Rio Alcabrichel, ambas as amostras, apresentam um elevado número de superfícies frescas, sugerindo que estas marcas foram adquiridas pelos grãos durante um processo de transporte extremamente energético como o *tsunami* de 1755.

O número muito mais elevado das marcas de percussão na base do depósito tsunamigénico pode ser justificado pelo enorme volume de partículas sedimentares na coluna da água devido à erosão de campo dunar existente próximo. O mesmo foi concluindo por Costa *et al.* (2012b; 2014), argumentando que o fluxo de inundação, saturado em partículas sedimentares terá favorecido a diminuição da distância entre as partículas e consequentemente um abrandamento da velocidade, justificando neste caso a predominância das marcas de percussão sobre as superfícies frescas. Pelo contrário, no topo desta subunidade, a coluna da água menos saturada em partículas sedimentares devido à deposição de grande parte das areias no seu percurso, terá favorecido o aumento da velocidade, provocando neste caso choques muito violentos entre os grãos de quartzo, proporcionando um aumento das superfícies frescas.

A hidrodinâmica é, portanto, o mais importante mecanismo envolvido no transporte dos sedimentos, capaz de produzir atributos microtexturais mecânicos distintos num espaço temporal muito reduzido.

Como referido, a subunidade **UL_{3b}** é caracterizada pela mistura de sedimentos, provocada provavelmente pela onda de retorno, incorporando grãos baços e brilhantes, geralmente angulosos e muito angulosos e de esfericidade baixa e média baixa. Em termos gerais, esta subunidade é caracterizada por grãos com relevo predominantemente médio (média >50%) e com elevadas percentagens de marcas de ação mecânica (em mais de 60% dos grãos), com predominância de superfícies frescas sobre as marcas de percussão, provocadas provavelmente pelo fluxo muito turbulento associado ao *backwash* da onda.

Tendo em conta a localização da sondagem, junto ao Rio Alcabrichel, considera-se que a primeira onda de inundação terá inundado não só a planície aluvial, mas também teria provocado um avanço da água no canal fluvial. Logo, a onda de retorno seria constituída por um grande volume da água muito turbulento que se move em direção ao mar com grande velocidade, provocando fortes correntes de tração. Este cenário de elevado hidrodinamismo, terá provocado não só a remobilização dos sedimentos, mas também choque muito fortes entre as partículas sedimentares, justificando deste modo as elevadas percentagens de grãos com superfícies frescas.

No que respeita às marcas de percussão, os grãos da subunidade **UL_{3b}** exibem entalhes em V de maior dimensão, muito mais largos, com arestas bem definidas (Figura 39), sugerindo um ambiente de maior energia hidrodinâmica.

Considera-se que no domínio fluvial abundam as marcas de choque de tipo entalhe em V muito numerosas e de grandes dimensões, que podem atingir 150 µm (Galopim de Carvalho, 2005), todas estas marcas evidenciando o polimento aquático. Por outro lado, *“as águas dos rios são subsaturadas em sílica amorfa (115 ppm a 25°C) mas, ao contrário das marinhas, não o são em relação ao quartzo. Esta subsaturação em relação a sílica amorfa, juntamente com a agitação mais ou menos vigorosa existente nos cursos de água de média a forte energia, provoca dissolução nos grãos, dissolução que será tanto mais forte quanto mais intensa for a abrasão...”* (Azevedo, 1983, p 15).

Pelo contrário, segundo a mesma autora, no meio fluvial de baixa energia onde a agitação é basicamente nula não se dá a renovação da água, aumentando progressivamente a concentração de sílica dissolvida e nestes ambientes sobressaturados em sílica intensificam-se as ações de precipitação resultando atributos microtexturais sob forma de glóbulos, escamas e películas, desenvolvidos sobretudo em ambientes de muito baixa energia como meandros abandonados ou planícies aluviais.

No domínio do litoral, na interface entre domínio continental e marinho, reúnem-se vários ambientes sedimentares: de zona entre as marés (intermareal), de praia e de duna.

No ambiente intermareal, caracterizado pela alternância rítmica de emersão e imersão, os grãos de quartzo apresentam um comportamento distinto: quando imersos os grãos estão submetidos à dissolução, destruindo as eventuais deposições siliciosas (devido à subsaturação em sílica da água do mar), enquanto durante a emersão dá-se a evaporação de película de água subsaturada em sílica que cobria os grãos, provocando a sua precipitação sob forma de glóbulos siliciosos (Azevedo, 1983).

Na praia alta, os grãos exibem todas as marcas herdadas da zona intermareal. Contudo, nestes ambientes ocorre também a formação de flores de sílica, originadas pelos depósitos formados após marés vivas, mas ao contrário do que acontece na zona intermareal, os glóbulos de sílica têm tempo suficiente para evoluírem, originando flores de sílica, uma vez que os grãos não voltam a ser imersos, (Azevedo, 1983).

No domínio marinho, devido à subsaturação em sílica das águas do mar (tanto em sílica amorfa como também em relação ao quartzo), nos grãos completamente imersos a dissolução promove a desaparecimento de todos os depósitos e ainda da zona amorfizada, podendo atacar o próprio quartzo gerando figuras de dissolução geométricas (Galopim de Carvalho, 2005; Azevedo, 1983).

Considerou-se essencial proceder a uma breve descrição das assinaturas microtexturais características dos vários ambientes sedimentares, uma vez que todas estas microtexturas surgem no depósito tsunamigénico. A subunidade **UL_{3b}** é particularmente distinta das restantes, com grãos que exibem todos os atributos microtexturais acima referidos, com marcas de tipo entalhe em V, várias superfícies frescas e ainda com marcas de ação química (Figura 39), sugerindo várias fontes sedimentares para esta subunidade.

Foi verificado na subunidade **UL_{3b}** um incremento dos grãos com partículas aderentes a -114 cm sugerindo, portanto, um acarreo de sedimentos fluviais de baixa energia, provavelmente induzido pela remobilização

dos sedimentos de enchimento sedimentar, enquanto a -112cm o aumento das percentagens dos grãos com marcas de dissolução poderá ser associado ao fluxo energético do *backwash* da onda de *tsunami* capaz de transportar areias reunidas dos vários ambientes sedimentares.

Por outro lado, um incremento dos grãos com marcas de percussão a -111 cm sugere um ambiente mais energético a esta profundidade, que produz maior choque entre as partículas sedimentares. Este ambiente poderá coincidir com o avanço da segunda onda de inundação e este fluxo muito energético terá provocado não só um novo acarreo de sedimentos litorais, mas também erosão e remobilização das areias subjacentes, favorecendo novos impactos mecânicos entre os grãos.

Não foram inseridos nos ambientes acima referidos as superfícies frescas, enquanto atributos microtexturais predominantes no depósito tsunamigénico. Considera-se, portanto, que este atributo microtextural só pode resultar em ambientes extremamente energéticos, podendo considerar neste caso a elevada energia hidrodinâmica induzida pela inundação tsunamigénica e pelo *backwash* da onda *tsunami*.

O aumento significativo das superfícies frescas no topo de depósito tsunamigénico (subunidade **UL_{3c}**), onde foi registado a maior amplitude entre a percentagem das marcas de ação mecânica (>80% dos grãos) e as marcas de ação química (que ocorrem apenas em 19% dos grãos), terá sido provocado pela segunda onda de inundação, justificada sobretudo pelo novo incremento da fração grosseira.

Nesta subunidade, alguns grãos de quartzo exibem vários tipos de marcas de percussão, com grande abundância de fraturas concoidais, fraturas paralelas e entalhes em V, com grãos de aspeto mais ou menos boleado e brilhante (Figura 39), sugerindo que foram continuamente remexidos pela agitação marinha habitual, apontando, portanto, para a praia como possível fonte sedimentar. Foi verificada também a ocorrência de flores de sílica em alguns grãos desta subunidade, embora isoladas e muitas vezes em conjunto com as superfícies frescas e ainda outros atributos microtexturais característicos de meio eólico, apontando para a praia alta e a duna como potenciais fontes sedimentares.

Como referido, a presença de flores de sílica nos ambientes litorais está relacionada com o maior tempo disponível entre a submersão e a emersão que conjugado com a imobilização prolongada proporcionou o crescimento de flores de sílica, portanto elas traduzem sempre uma imobilização dos grãos. (Azevedo, 1983). Contudo, as flores de sílica no topo do depósito não sugerem a imobilização dos grãos, uma vez que elas aparecem em conjunto com as superfícies frescas (Figura 39-F) enquanto marca microtextural predominantes no topo do depósito, mas sim o ambiente anterior à remobilização induzido pelo *tsunami* (i.e., a fonte).

Porém, a presença das flores de sílica em conjunto com as superfícies frescas no depósito de *tsunami* é bastante questionável, pois estas microtexturas são consideradas muito sensíveis (Ramos-Pereira, comunicação pessoal, 2017) e esperava-se que a elevada energia da onda de *tsunami* tivesse removido estas microtexturas.

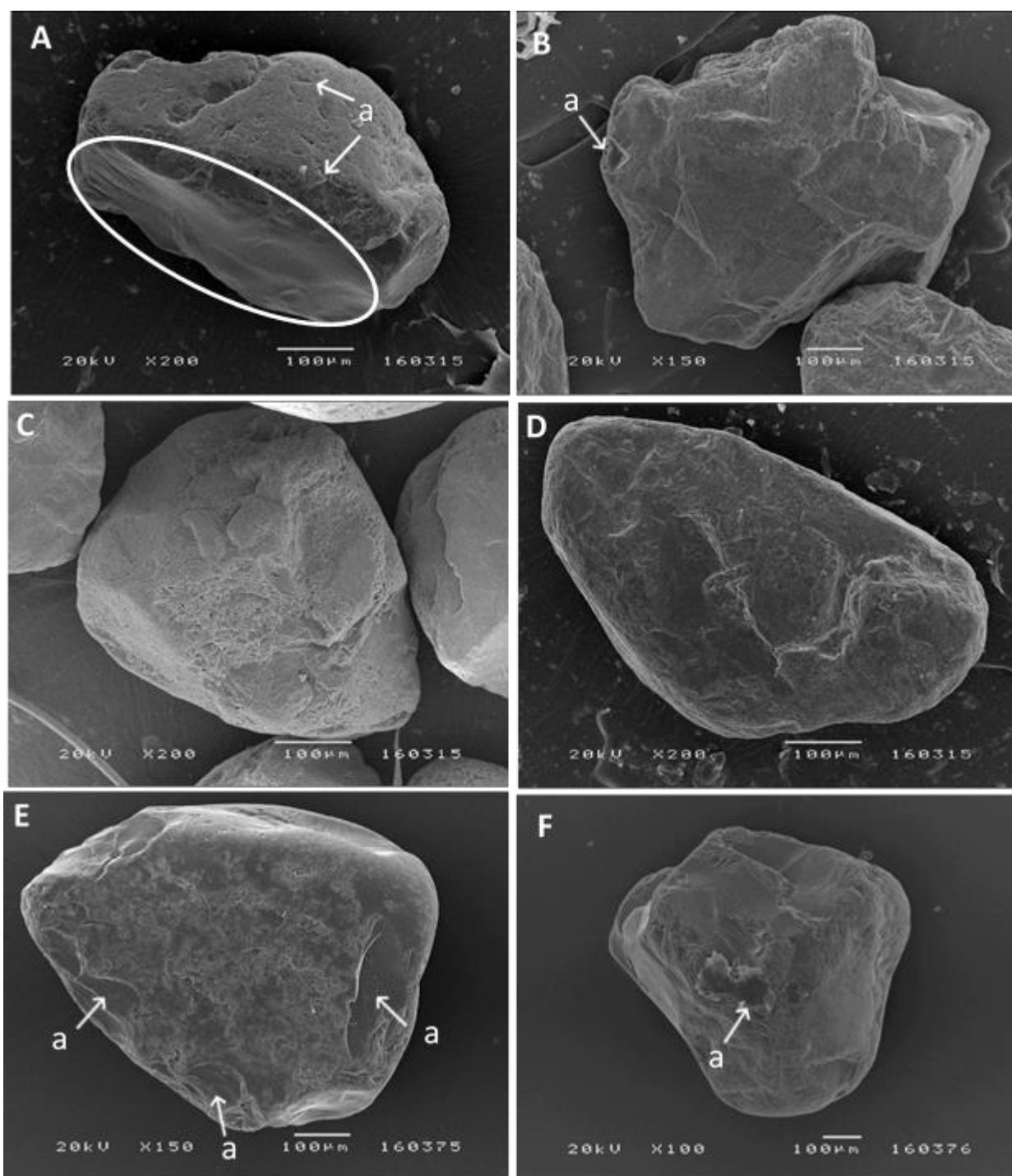


Figura 39- Exemplos de grãos do depósito tsunamigênico - subunidade **UL3b** (A, B, C, D) e **UL3c** (E, F): A- Grão de baixo relevo, com elevado número de marcas de percussão de pequena dimensão e superfícies fresca; B- Grão de médio relevo, com superfície fresca e várias marcas em V (a- entalhe em V de grande dimensão e arestas bem definidas; C- Grão com dissolução; D- Grão com dissolução e partículas aderentes e algumas marcas de percussão muito desgastadas; E- Grão boleado, brilhante de aspeto lavado com várias marcas de percussão (a-fraturas conchoideas); F- Grão de médio relevo, com várias superfícies frescas (a- flores de sílica).

A maior abundância das superfícies frescas no topo do depósito de *tsunami* poderá estar relacionada com o menor volume de areias na coluna da água da segunda onda de inundação, devido provavelmente à erosão do campo dunar provocada pela primeira onda tsunamigênica. De acordo com Costa *et al.* (2012b) as superfícies frescas são mais comuns onde a concentração de sedimentos é menor, favorecendo o aumento

da velocidade entre as partículas sedimentares, proporcionando choques mais violentos entre elas. A menor concentração sedimentar no topo do depósito traduz um maior volume da água, justificado também pela análise geoquímica, que revelou um aumento súbito de enxofre (S) a esta profundidade, sendo este elemento um indicador de intrusão de água salgada.

Nas restantes amostras de enchimento sedimentar e nas amostras associadas a um possível temporal (subunidade **UL_{2a}**), a predominância das marcas de ação química como último atributo microtextural, sugere que estes grãos permanecerem por longos períodos em ambientes aquáticos de média e baixa energia, que não favorecem a formação de marcas de ação mecânica. As amostras de enchimento sedimentar incorporam ainda um número considerável dos grãos de alto-relevo, muito angulosos e pouco desgastados, que não sofreram provavelmente transporte significativo, podendo ser considerados grãos pedogenéticos (Galopim de Carvalho, 2005), ou seja, grãos que não relevam traços de transporte, mas exibem marcas superficiais de origem químicas adquiridas no meio do solo, distinguindo-se por um lado as figuras de dissolução e por outro lado, os fenómenos de precipitação de sílica. Contudo, aos -125cm, ocorre um número muito elevado dos grãos com superfícies frescas, com predominância desta marca microtextural sobre as restantes, sugerindo um evento muito energético a esta profundidade, provavelmente correlacionado com um episódio de cheia extrema que terá ocorrido no Rio Alcabrichel.

Por outro lado, a base da subunidade **UL_{2a}** associada ao possível temporal, os grãos de quartzo exibem atributos microtexturais característicos de ambiente eólico, com elevadas percentagens de grãos de baixo relevo e com várias marcas de percussão, provavelmente provenientes do sistema dunar próximo, devido ao transporte provocado pelos ventos fortes associados aos temporais costeiros.

Em síntese, esta primeira classificação mostrou de certa forma a energia do transporte até à última deposição e o número elevado dos grãos com superfícies frescas e marcas de percussão no depósito tsunamigénico sugerem que estes grãos foram transportados em condições hidrodinâmicas extremas causadas não só pela inundação, mas também pelo fluxo de retorno. No entanto, esta classificação é bastante subjetiva no que respeita o estabelecimento das fontes sedimentares para às areias tsunamigénicas, uma vez que determinadas marcas de ação mecânica (e.g as marcas de percussão) ocorrem também em outros ambientes menos energéticos. Por isso, considerou-se que uma classificação quantitativa de cada marca/atributo microtextural poderá revelar mais informação sobre as possíveis fontes sedimentares.

Concretamente, se um determinado grão exhibe as marcas de percussão como último atributo microtextural, considera-se que este atributo foi adquirido pelos grãos durante o último processo de transporte, portanto a primeira classificação diz respeito à energia de transporte, enquanto a quantificação de cada marca/atributo microtextural dá-nos informações sobre o ambiente deposicional predominante, ou seja, diz respeito ao ambiente local de sedimentação anterior aos respetivos eventos energéticos, podendo neste caso determinar as possíveis fontes sedimentares.

Os resultados obtidos da segunda classificação mostram que o parâmetro rolamento apresentou uma grande capacidade de discriminação entre as amostras tsunamigênicas e as amostras aluviais e do possível temporal (Figura 40), com valores mais baixos, inferiores a 2 (i.e., com grãos predominantemente rolados e bem rolados) nas areias tsunamigênicas, enquanto os depósitos aluviais e do possível temporal incorporam grãos subrolados, subangulosos e angulosos). Por outro lado, o rolamento pode fornecer informações valiosas sobre o ambiente de transporte (Bellanova *et al.*, 2016), sendo que os grãos com menores valores de rolamento, ou seja mais rolados, estão relacionados sobretudo com o ambiente eólico, sugerindo que estes grãos são provenientes das áreas litorais (sobretudo dunas).

Quanto à dissolução, este atributo microtextural apresentou valores elevados em todas as amostras e, embora não seja uma microtextura muito discriminante, pode fornecer algumas informações sobre o ambiente de deposição. Uma possível explicação para o número elevado das figuras de dissolução pode ser relacionada com a localização da sondagem, num estuário, ou seja, na interface entre o domínio continental e marinho, com sedimentos continuamente afetados pelas águas subsaturadas em sílica. Por outro lado, as partículas aderentes apresentaram valores mais altos ($> 2,333$) nas areias de enchimento sedimentar, sugerindo um ambiente calmo sobressaturado em sílica, proporcionando a precipitação de sílica e a formação dos depósitos na superfície dos grãos.

As baixas percentagens das partículas aderentes nas areias tsunamigênicas do estuário do Rio Alcabrichel, sugerem menor probabilidade como fonte potencial para o depósito tsunamigénico dos materiais provenientes dos ambientes aquáticos de baixa energia, apontando para o sistema de praia-duna como principal fonte dos sedimentos. Esta afirmação está de acordo com Mahaney (2002) que considera as partículas aderentes ocorrem em percentagens baixas nas areias de dunas devido à abrasão ocorrida durante o transporte eólico.

Quanto às marcas de ação mecânica, estas apresentaram valores baixos nos sedimentos aluviais e valores mais altos no depósito tsunamigénico, com grãos caracterizados pela abundância das marcas de percussão na base do depósito e grãos predominantemente ocupados pelas superfícies frescas no topo do depósito.

De acordo com Galopim de Carvalho (2005), os grãos junto ao litoral exibem pequenas marcas de percussão, com arestas desgastadas dispersas por toda a superfície dos grãos que aparecem por vezes sobrepostas a outras marcas de choque mais antigas, herdadas de uma época anterior, de uma praia antiga ou uma duna litoral associada.

No estuário do Rio Alcabrichel, as altas percentagens das marcas de ação mecânica podem estar relacionadas com as referidas marcas de choque herdadas da evolução anterior de praia e de duna. Contudo, no depósito tsunamigénico a maior abundância destas marcas, por vezes com valores superiores a 3 (i.e., ocupando mais de 50% da superfície) e com arestas bem definidas sugere que os grãos foram fortemente retrabalhados, provocando novos choques entre as partículas sedimentares.

Rolamento (escala de Power, 1953)

Percentagem da superfície do grão ocupada por cada atributo microtextural

0=bem rolado	0=ausente
1=rolado	1=<10%
2=subrolado	2=10%-25%
3=subanguloso	3=25%-50%
4=anguloso	4=50%-75%
5=muito anguloso	5=>75%

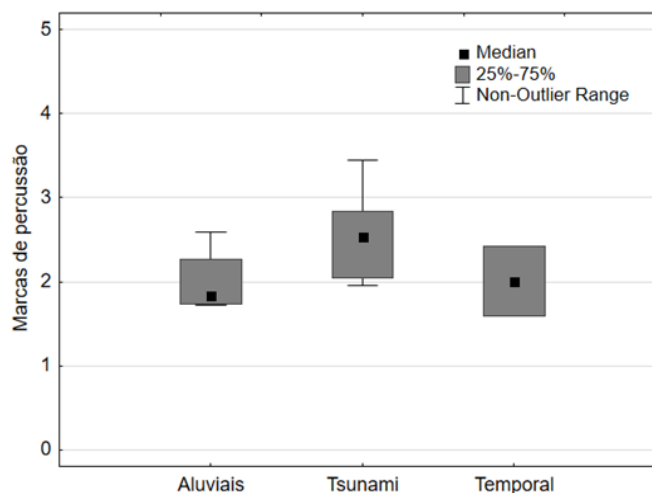
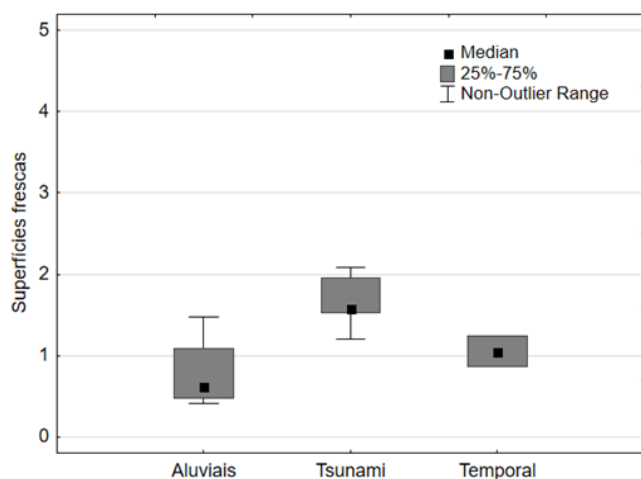
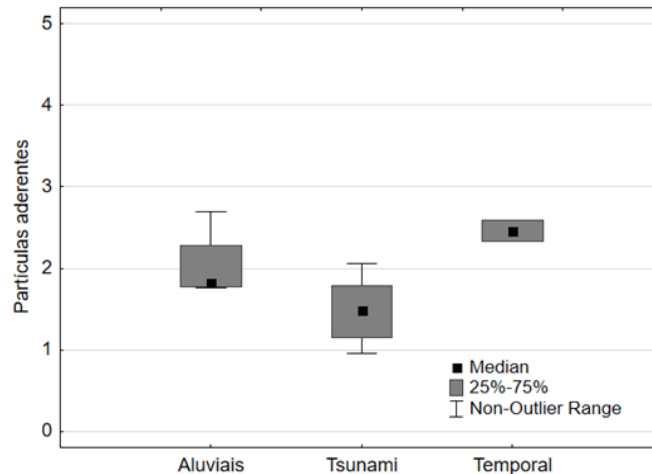
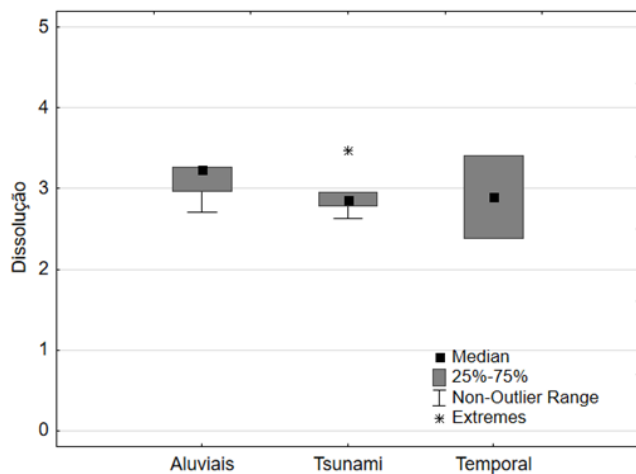
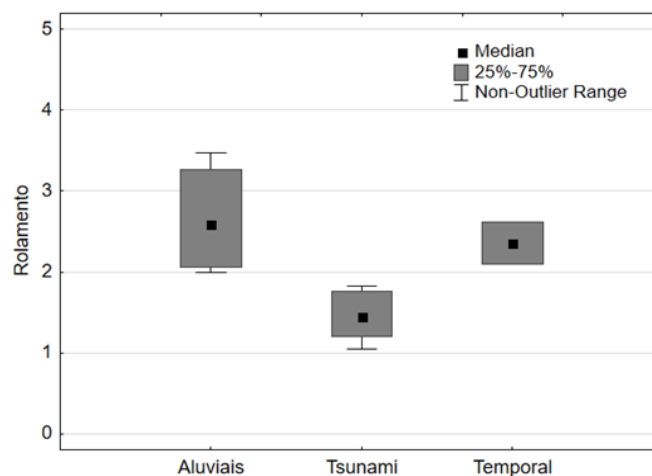


Figura 40- Comparação dos resultados microtexturais da segunda classificação dos vários ambientes de deposição: dos sedimentos aluviais do enchimento sedimentar, de *tsunami* e do possível temporal costeiro.

Com o objetivo final de detetar as assinaturas microtexturais nos grãos de quartzo que possam contribuir para a identificação do depósito tsunamigénico do estuário do Rio Alcabrichel, foi necessário proceder a um estudo comparativo entre os atributos microtexturais identificados nos vários depósitos de *tsunami* de AD 1755 em diferentes locais da costa portuguesa.

Os estudos recentes realizados por Costa (2012) e Costa *et al.* (2012b; 2014) nos depósitos de *tsunami* de AD 1755 de vários locais da costa algarvia (Boca do Rio, Martinhal e Lagoa do Salgados), mostram que as areias tsunamigénicas do Algarve apresentam muitas semelhanças microtexturais quando comparado com o depósito do estuário do Rio Alcabrichel (Figura 41).

No que respeita ao rolamento, este parâmetro não se revelou muito discriminante no caso do Algarve, com a maioria dos grãos subrolados e subangulosos. Contudo, foram verificados valores medianos mais altos nas areias de temporal e de praia, enquanto a maior variação foi observada nas areias tsunamigénicas.

No estuário do Rio Alcabrichel, as amostras de temporal apresentaram também valores medianos mais altos de rolamento, enquanto a maior variação foi verificada nas amostras aluviais. As amostras de *tsunami* apresentam valores medianos baixos de rolamento (i.e., com grãos predominantemente rolados e bem rolados - Figura 41). A maior variação do rolamento no depósito de *tsunami* do Algarve pode sugerir o cruzamento de diversas fontes sedimentares para o depósito, tendo em conta que foram estudados três locais distintos. Pelo contrário, no estuário do Rio Alcabrichel, os valores mais baixos de rolamento apontam para uma fonte sedimentar menos heterogênea, com muito material possivelmente de origem dunar.

No que respeita à dissolução este atributo revelou-se pouco discriminante no estuário do Rio Alcabrichel, apresentando valores medianos altos em todas as amostras (Figura 41). As percentagens muito altas de dissolução podem estar relacionadas com a alteração pós-deposicional na superfície dos grãos, resultando uma mudança na assinatura microtextural (Mahaney, 2002) e neste caso particular, a proximidade do Rio Alcabrichel com águas subsaturadas em sílica seria a explicação mais provável para as altas percentagens da dissolução em todas as amostras. Por outro lado, a maior variação da dissolução nas areias de temporal em ambos os locais pode estar relacionada com a mistura dos sedimentos oriundos das zonas adjacentes. De acordo com Costa *et al.*, (2012) de um modo geral as amostras de *tsunami* e de tempestade exibem uma forte assinatura regional.

As partículas aderentes apresentam o mesmo padrão da distribuição em ambos os locais da costa portuguesa, com valores medianos mais baixos deste atributo microtextural no depósito tsunamigénico, em comparação com os depósitos aluviais e de temporal. Contudo, os valores medianos mais altos nas areias aluviais do Algarve devem-se provavelmente ao ambiente muito calmo neste setor litoral, sobretudo na Lagoa dos Salgados, onde a renovação da água se dá esporadicamente e a ligação com o oceano ocorre apenas nos períodos de precipitação intensa, quando é ultrapassada a sua capacidade de armazenamento da água.

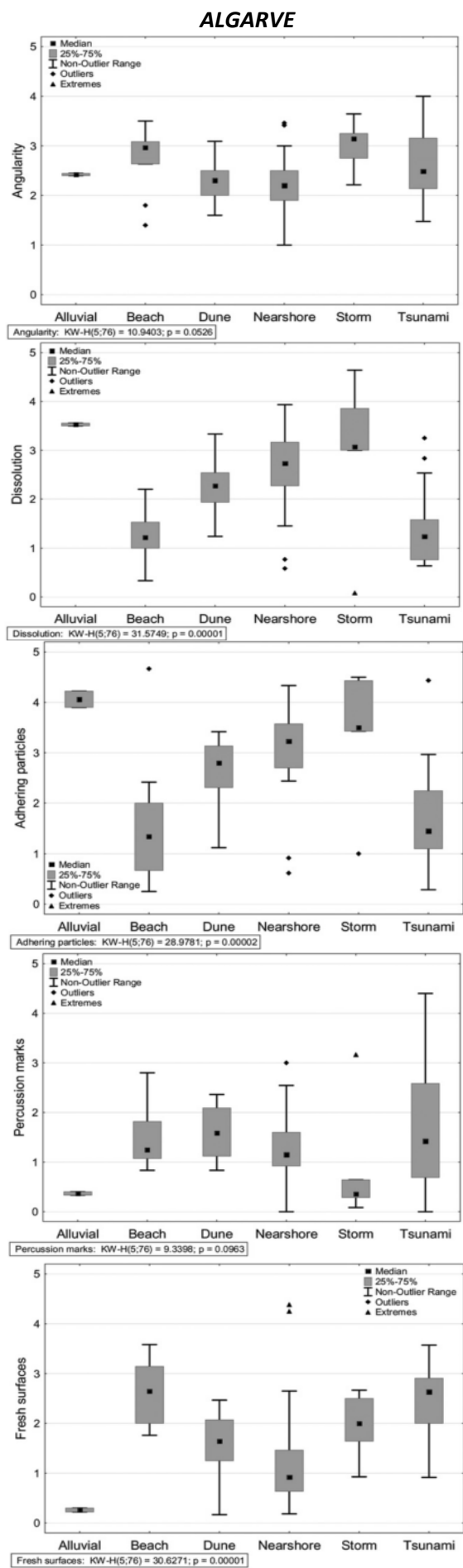
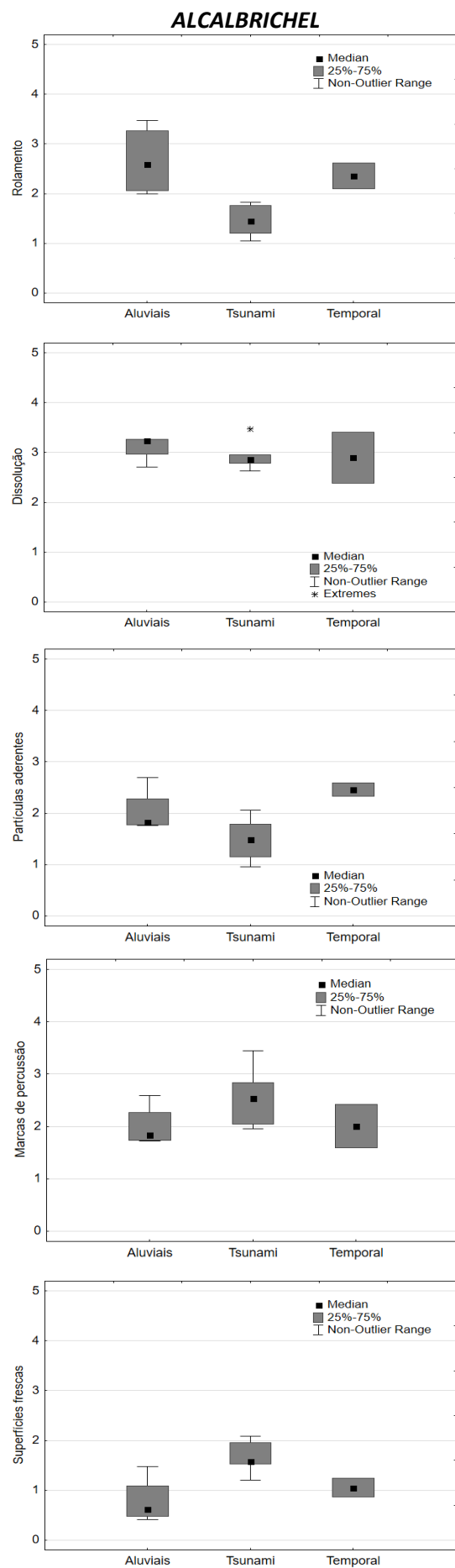


Figura 41- Comparação dos resultados microtexturais obtidos neste estudo (estuário do Rio Alcabrichel), com os atributos microtexturais identificados por Costa *et al.* (2012) em vários ambientes sedimentares do Algarve

A sobressaturação em sílica e a imobilização das areias por longos períodos de tempo promoveu, portanto, a precipitação e a formação de depósitos siliciosos. Pelo contrário, a menor abundância desta microtextura nos grãos tsunamigénicos do estuário do Rio Alcabrichel em relação ao depósito do Algarve poderá estar relacionada com o regime fluvial mais energético do Rio Alcabrichel.

Quanto às marcas de ação mecânica, estes atributos apresentam maior capacidade de discriminação.

Nos depósitos tsunamigénicos do Algarve, os grãos exibem valores medianos elevados de superfícies frescas e de marcas de percussão (Figura 41) quando comparados com as fontes potenciais: de praia, duna, aluviais e fundos proximais, sugerindo que novas microtexturas foram adquiridas na superfície dos grãos durante o transporte tsunamigénico. O mesmo foi verificado no estuário do Rio Alcabrichel, onde estas microtexturas apresentam valores medianos mais altos e maior variação nos grãos tsunamigénicos em comparação com os restantes ambientes sedimentares estudados (aluviais e de temporal).

Costa *et al.* (2012b; 2014) consideram que o aumento de marcas de percussão nas areias tsunamigénicas em comparação com as fontes potenciais, sugere que estes grãos foram intensamente retrabalhados durante o processo de transporte, confirmando portanto, que os eventos energéticos de curta duração como os *tsunami* são capazes de imprimir assinaturas microtexturais nos grãos de quartzo. Foi igualmente referido que as superfícies frescas são relacionadas com a velocidade das partículas sedimentares na coluna da água (Costa *et al.*, 2012b) e os valores mais elevados desta marca microtextural nas areias tsunamigénicas mostram que só podiam ter sido adquiridas num ambiente aquático muito energético, como o do *tsunami* de AD 1755.


Os resultados são bastante interessantes, mostrando muitas semelhanças entre as areias de *tsunami* do estuário do Rio Alcabrichel com outros depósitos análogos estudados na costa meridional portuguesa, com valores altos das marcas de percussão e superfícies frescas, sugerindo fortes processos hidrodinâmicos antes de deposição (Costa *et al.*, 2012b).


Ao mesmo tempo, os grãos tsunamigénicos podem exibir uma grande variação nas características microtexturais, sugerindo portanto que estes depósitos apresentam uma assinatura mista, em função dos ambientes sedimentares locais pelos quais a onda tsunamigénica passou.


Num estudo recente, Vos *et al.* (2014) realizaram uma compilação dos seus resultados com as diferentes abordagens analíticas e interpretativas dos vários autores, relacionando as associações microtexturais com diferentes ambientes sedimentares (Figura 42).

			Mechanical																			Chemical					Mechanical and chemical									
			1. Angular outline	2. Subangular outline	3. Rounded outline	4. Small conchoidal fractures (<10µm)	5. Medium conchoidal fractures (<100µm)	6. Large conchoidal fracture (>100µm)	7. Arcuate steps	8. Straight steps	9. Meandering ridges	10. Flat cleavage surfaces	11. Graded arcs	12. V-shaped percussion cracks	13. Straight/curved grooves and scratches	14. Upturned plates	15. Crescentic percussion marks	16. Bulbous edges	17. Abrasion fatigue	18. Parallel striations	19. Imbricated grinding features	20. Oriented etch pits	21. Solution pits	22. Solution crevasses	23. Scaling	24. Silica globules	25. Silica flowers	26. Silica pelticle	27. Crystalline overgrowths	28. Low relief	29. Medium relief	30. High relief	31. Elongated depressions	32. Chattermarks	33. Adhering particles	34. Arcuate/circular/polygonal cracks
Subaqueous	Fluvial	Low energy	▲	▲	▲	-	-	-	-	-	-	-	-	●	-	-	-	-	-	-	-	-	●	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
		High energy	●	▲	▲	▲	●	▲	▲	▲	▲	▲	▲	●	■	▲	●	●	-	-	-	-	●	●	-	-	-	-	■	▲	▲	●	-	-	-	
	Marine	Intertidal	-	▲	▲	▲	▲	▲	▲	▲	▲	▲	●	■	■	●	●	-	-	-	-	▲	●	-	-	-	-	-	■	■	■	-	●	-	-	
		Subtidal	●	▲	▲	-	-	-	-	-	-	-	-	-	●	●	-	-	-	-	-	■	▲	-	-	-	-	-	■	■	■	-	-	-	-	
		Tsunami	-	▲	▲	-	-	-	-	-	-	-	-	-	■	■	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	■	■	■	-	-	●	-	
Eolian	Littoral dune	Desert dune	-	▲	▲	●	-	●	●	●	●	●	●	●	●	■	■	■	■	■	-	●	▲	●	-	-	-	■	■	■	-	-	●	●	-	
		Glacial	■	-	-	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
	Diagenetic/Alteration		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	

Legend:

Abundant 

Common 

Sparse 


Rare 

Figura 42- A interpretação de ambientes sedimentares com base nas microtexturas de grãos de quartzo (retirada de Vos *et al.*, 2014) Compilação efectuada com base nos trabalhos de Krinsley e Donahue 1968, Krinsley e Doornkamp 1973, Margolis e Krinsley 1974, Le Ribault 1977, Higgs 1979, Mahaney 2002, Mahaney *et al.*, 2010 e Costa *et al.*, 2013)

Como referido, as duas classificações oferecem informações distintas e mostram claramente o potencial de aplicação destas técnicas de análise microtextural nos estudos de *paleotsunamis*. Contudo, surgiu a necessidade de proceder à uma comparação entre as duas técnicas de classificação, com o fim de avaliar qual é a técnica que fornece melhores resultados, que permitem estabelecer a proveniência do material depositado no contexto da inundação provocada pelos *tsunamis*. Neste caso, foi aplicada a Análise de Componentes Principais nas duas classificações sobre as 12 amostras e sobre as 7 assinaturas microtexturais no caso da primeira técnica de classificação e sobre as 12 amostras e as 5 assinaturas microtexturais utilizadas na segunda técnica de classificação e os resultados são apresentados na Figura 43 e Figura 44.

Os resultados da ACP mostram que nas duas classificações os primeiros dois fatores (eixos) explicam mais de 80% do total da variação. Em ambas as classificações o primeiro fator (eixo x) agrupa claramente as microtexturas em dois grupos principais (Quadrantes esquerdos da Figura 43 e Figura 44).

Na primeira classificação o primeiro fator explica 75,65% do total da variação e permite distinguir dois grupos de microtexturas, um primeiro constituído pelas marcas de ação mecânica e o baixo relevo e um segundo, incluindo as marcas de ação química e o relevo médio e alto, separando claramente as amostras de *tsunami* das restantes amostras, com a exceção de uma amostra de sedimentos aluviais que corresponde à amostra situada a -125 cm (Figura 43). Foi verificado que esta amostra apresenta algumas similaridades microtexturais com as amostras tsunamigénicas e ainda do possível temporal, correlacionadas sobretudo com as superfícies frescas, sugerindo condições de elevada energia hidrodinâmica a esta profundidade, possivelmente um outro evento de cheia que terá ocorrido no Rio

Alcabrichel, não tão energético com o verificado na subunidade **UL2a**. A abundância de micas acima de - 125 cm reveladas na análise morfoscóica, sugere um momento de acalmia após o evento de cheia caracterizado pela deposição por decantação das partículas em suspensão .

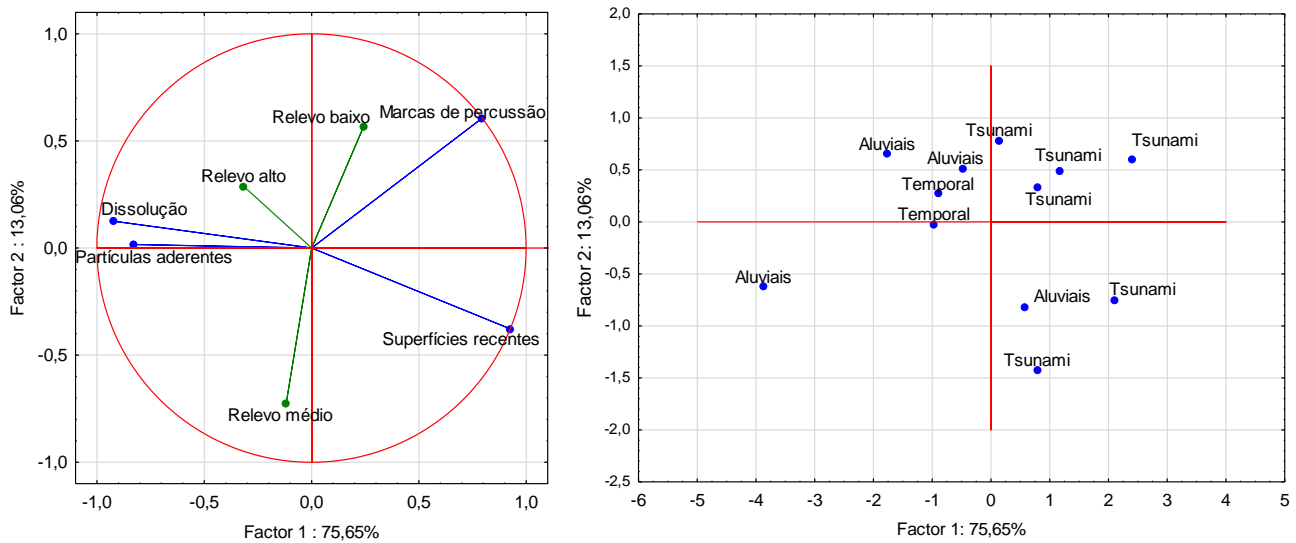


Figura 43- Análise de Componentes Principais sobre as 12 amostras e sobre os 7 atributos microtexturais baseada na avaliação qualitativa e semi-quantitativa do último atributo microtextural identificado na superfície dos grãos

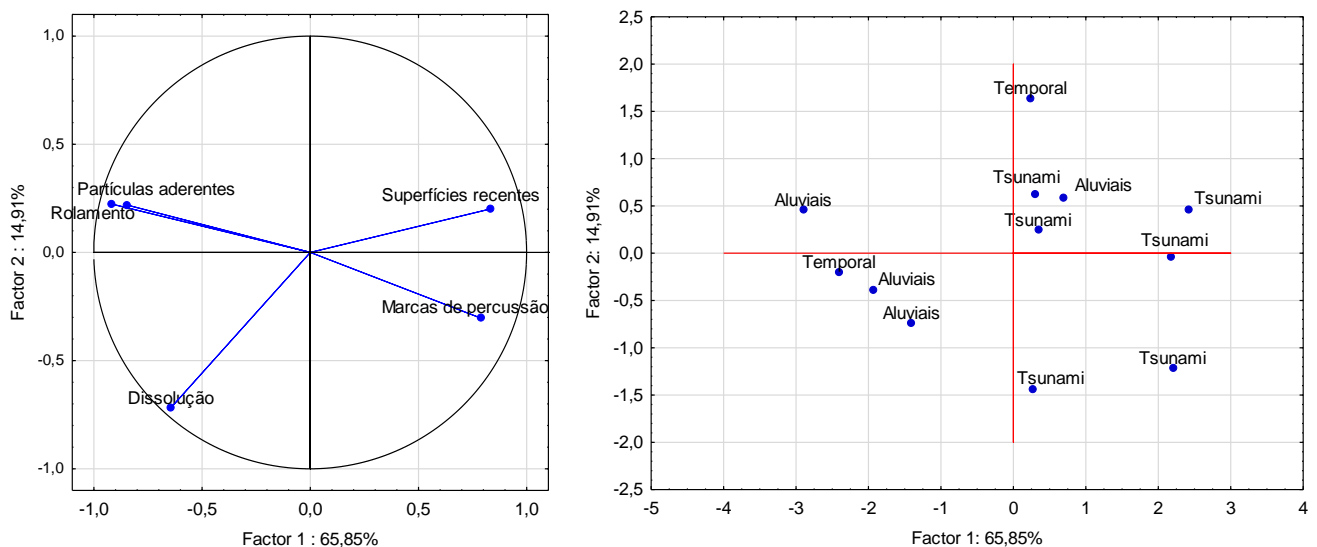


Figura 44- Análise de Componentes Principais sobre as 12 amostras e sobre os 5 atributos microtexturais baseada na avaliação quantitativa de cada atributo microtextural na superfície dos grãos

Na segunda técnica de classificação, o primeiro fator separa as microtexturas em dois grupos: um primeiro constituído em exclusividade pelas marcas de ação mecânica e um segundo grupo formado pelas marcas de ação química e o rolamento. Embora nesta segunda classificação o primeiro fator agrupa igualmente as amostras de *tsunami* e a referida amostra de sedimentos aluviais, explicando 65,85% do total da variação, este componente não consegue fazer discriminação entre as amostras referidas e uma amostra de do possível temporal.

Os resultados desta segunda técnica de classificação são quase idênticos com os resultados obtidos por Costa (2012) e Costa *et al.* (2012b; 2014) nas areias tsunamigénicas dos vários locais do Algarve, onde a Análise de Componentes Principais indica de mesmo modo a oposição entre as marcas de ação mecânica e as marcas de ação química, sugerindo estas microtexturas como indicadores fiáveis de hidrodinamismo em cada ambiente sedimentar.

Quanto ao segundo fator (eixo y), este tem pouca capacidade de distinguir as amostras, explicando apenas entre 13% e 16% do total da variação em ambas as técnicas de classificação.

Embora a primeira técnica de classificação apresentou aparentemente melhores resultados, as diferenças não são muito significativas e considera-se que estas poderão estar relacionadas com a maior dificuldade de quantificar cada atributo microtextural na segunda classificação. A classificação quantitativa de determinados atributos microtexturais (sobretudo as partículas aderentes) é bastante complexa, uma vez que estas aparecem dispersas pela superfície dos grãos e neste caso a quantificação foi feita com base na abundância deste atributo na superfície dos grãos. Portanto, a segunda classificação pode apresentar um maior erro induzido pelo operador e esta subjetividade foi intensamente discutida em vários estudos prévios (e.g. Mahaney, 2002; Costa *et al.*, 2012b, 2014).

O método de análise microtextural, independentemente da técnica de classificação abordada é um método muito difícil e apesar de inúmeros estudos realizados nem sempre os autores chegaram a um consenso no que respeita a identificação destas microtexturas e a sua correlação com os vários ambientes sedimentares (Costa *et al.*, 2012b; 2014). Estes autores afirmam que o erro induzido pelo operado é compensado se forem analisados pelo menos 20 grãos. Neste estudo foram analisados entre 15 e 30 grãos por cada amostra, o que corresponde à uma média de 21 grãos por amostra e para diminuir o erro, cada grão foi analisado várias vezes, até se chegar a um consenso entre as várias observações, resultando uma classificação unânime.

6.2. CONTRIBUIÇÃO DO ESTUDO NO CONTEXTO DO ORDENAMENTO DO TERRITÓRIO E A INFLUÊNCIA DA GEOMORFOLOGIA LOCAL NA PROPAGAÇÃO DA ONDA TSUNAMIGÉNICA

A reconstrução de *tsunamis* históricos é ainda considerada uma tarefa difícil devido à fraca disponibilidade dos dados sobre os respetivos eventos. Avaliar a intensidade e a frequência da ocorrência destes fenómenos é o objetivo fundamental dos estudos de *paleotsunamis*, constituindo um importante contributo para a identificação das áreas por eles afetadas e indiretamente das que poderão vir a sê-lo por *tsunamis* futuros.

Como foi referido no Capítulo 2 a avaliação de risco de *tsunami* utiliza sobretudo modelos numéricos de simulação da onda tsunamigénica, destinados a compreender o comportamento hidrodinâmico destes fenómenos destruidores e evitar perdas humanas e danos materiais. Contudo, nem sempre os modelos numéricos refletem a realidade observada e neste caso os depósitos tsunamigénicos são evidências sólidas que um *tsunami* inundou uma determinada área e, portanto, são extremamente importantes na validação da modelação hidrodinâmica da inundação provocada pelo *tsunami*.

Como já se referiu, foram criados vários modelos de erosão e sedimentação tsunamigénica (e.g. Jaffe and Gelfenbaum, 2007) e estes modelos podem ser, por vezes, aplicados para calcular alguns parâmetros como a velocidade e/ou a profundidade do fluxo de *tsunami*. Um modelo largamente utilizado para determinar os referidos parâmetros a partir dos depósitos tsunamigénicos é o modelo *TsuSedMod* desenvolvido por Jaffe and Gelfenbaum (2007).

TsuSedMod é um modelo inverso de sedimentação que utiliza a análise textural (o tamanho médio dos grãos) e a espessura do depósito para calcular a velocidade do fluxo de inundação e este parâmetro é utilizado sobretudo para estabelecer o limite do depósito e da inundação tsunamigénica e tem como objetivo final estimar a intensidade do *tsunami* numa determinada área.

Na presente dissertação, a velocidade de fluxo de *tsunami* foi calculada com base no estudo de Jaffe e Gelfenbaum (2007), usando os dados texturais dos grãos (diâmetro médio) e a espessura do depósito.

O depósito tsunamigénico do Rio Alcabrichel é constituído somente por areia com diâmetro médio dos grãos compreendido entre $1,92\phi$ e $2,69\phi$, ou seja, entre 0,125mm e 0,250mm, que corresponde a uma média de 0,188mm de diâmetro.

Conhecendo o diâmetro médio dos grãos entre 0,15mm e 0,20mm, a densidade de $2,65\text{g/cm}^3$ (> 90% de quartzo) e a espessura de depósito de 10 cm, foi possível extrapolar a velocidade de fluxo, utilizando os valores de referência definidos por Jaffe and Gelfenbaum (2007) para as várias espessuras de depósitos e diferentes granulometrias (Figura 45). Neste caso, com base na localização do depósito, a aproximadamente 650 m da atual linha de costa (distância horizontal) foi estimada uma velocidade do fluxo tsunamigénico compreendida entre 9ms^{-1} e 11ms^{-1} e este valor pode ser considerado aceitável, uma vez que a velocidade dos *tsunamis* é supostamente inferior a 20ms^{-1} (Morton *et al.*, 2007).

Costa *et al.* (2011) realizaram uma modelação numérica hidrodinâmica da onda tsunamigénica para testar o transporte dos grandes blocos descobertos no litoral algarvio e os resultados sugerem que o limite de velocidade entre o transporte por rolamento e o transporte por saltação varia no intervalo de 7ms^{-1} a 9ms^{-1} para as partículas maiores, pelo que, a velocidade estimada no caso do Rio Alcabrichel parece bastante razoável.

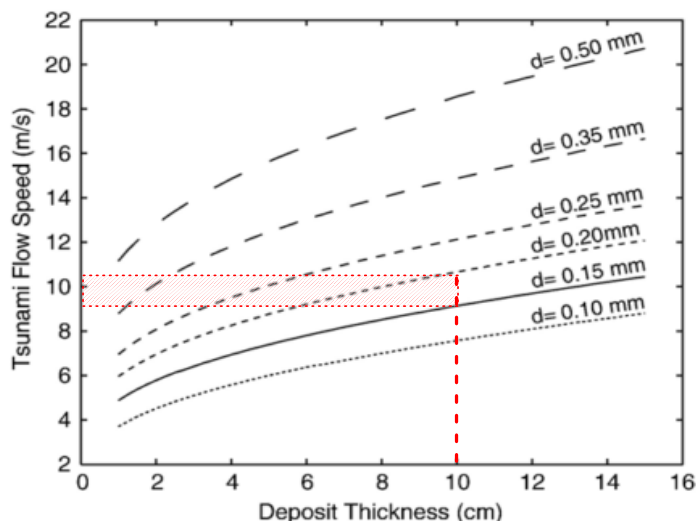


Figura 45- Extrapolação da velocidade de fluxo de tsunami em função da espessura do depósito com diâmetro médio dos grãos entre 0,15mm e 0,20mm (a vermelho) com uma densidade de $2,65\text{g/cm}^3$. Adaptado de Jaffe e Gelfenbaum (2007).

No entanto, o cálculo da velocidade de fluxo estimado por Jaffe and Gelfenbaum (2007), utilizando *TsuSedMod*, implica o uso de vários parâmetros hidráulicos como a viscosidade do meio, o coeficiente de suspensão, a rugosidade e esta última variável hidráulica é fortemente dependente da topografia de cada setor costeiro.

Por outro lado, a velocidade depende também da profundidade do fluxo de inundação (i.e., altura da água sobre a topografia local) com consequência na propagação da onda tsunamigénica para o interior. Segundo estes autores, a velocidade de fluxo não varia muito quando a coluna da água tem maior profundidade, afirmando que num fluxo de 10m de altura, 1m na alteração da profundidade altera apenas com 4% a velocidade de fluxo. Contudo, num fluxo de 2m profundidade a diminuição para metade pode originar um aumento da velocidade em 23%.

No caso dos *tsunamis* modernos, as profundidades de fluxo utilizadas nos modelos podem incluir as medições efetuadas no campo ou de acordo com os relatos descritos por testemunhas oculares. Obviamente, no caso dos *paleotsunamis*, a profundidade do fluxo é pouca conhecida e baseia-se sobretudo nos relatos históricos. Considera-se, portanto, que a velocidade o fluxo utilizando apenas a espessura do depósito e o diâmetro médio dos grãos pode ser sobrestimada no caso dos *tsunamis* históricos.

Na presente dissertação, embora tenha sido extrapolada a velocidade aproximada do fluxo tsunamigénico, a ausência de algumas variáveis hidráulicas e a fraca resolução espacial do depósito tsunamigénico não permitiu estabelecer com precisão o limite do depósito ou de inundação. Neste caso foi aplicada uma

comparação com outros depósitos de *tsunami* de AD 1755 da costa meridional portuguesa, intensamente estudados por Costa (2012) e Costa *et al.* (2010; 2011; 2014). Segundo estes autores, o depósito de Boca de Rio apresenta a maior extensão, chegando a ultrapassar 1000m para o interior da atual linha de costa, seguido pelas unidades tsunamigénicas de Salgados e Alcantarilha com uma extensão de aproximadamente 850m e pelos depósitos de Martinhal e Barranco que atingem uma distância de 400m e 300m, respetivamente da atual linha de costa. A maior extensão do depósito tsunamigénico da Boca do Rio foi atribuída ao constrangimento geomorfológico devido à menor extensão da planície aluvial e à presença das arribas que limitaram o espaço de entrada do fluxo tsunamigénico, proporcionando o afunilamento (“*funelling effect*”) e o maior alcance da inundação. A maior dimensão da planície aluvial da Lagoa dos Salgados ($\approx 1,2$ km) proporcionou a dispersão da massa da água e a acumulação de sedimentos transportados pela onda tsunamigénica, minimizando neste caso o alcance da inundação. Portanto, a largura de planície aluvial representa uma variável geomorfológica muito importante na propagação da onda tsunamigénica e na deposição dos sedimentos.

No estuário do Rio Alcabrichel, a planície aluvial apresenta uma largura de aproximadamente 1km, pelo que a possível extensão do depósito de *tsunami* do estuário do Rio Alcabrichel foi feita por analogia com o depósito de *tsunami* da Lagoa dos Salgados. O mapa de isópacas (i.e., linhas que unem as amostras com a mesma espessura do depósito de *tsunami*) da Lagoa dos Salgados (Pedro Costa, comunicação pessoal, 2017) serviu de suporte para o cálculo estimativo do limite interior do depósito de *tsunami* do estuário do Rio Alcabrichel (Figura 46).

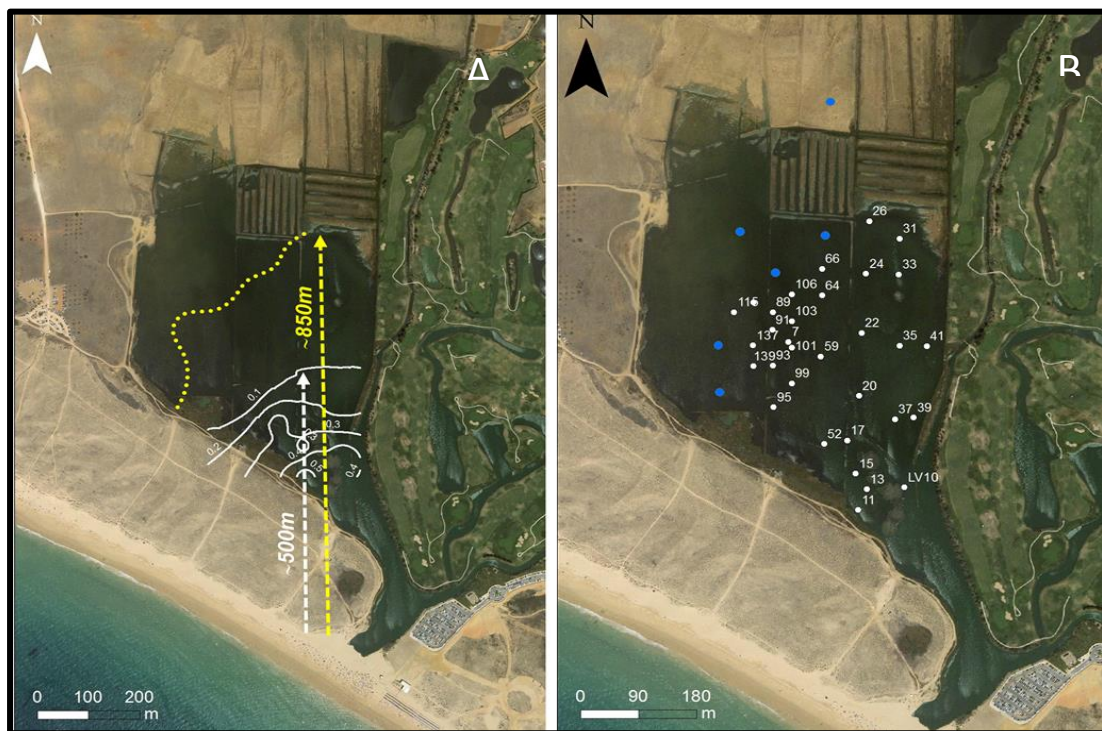


Figura 46- A- Mapa de isópacas na Lagoa dos Salgados e o limite interior do depósito de *tsunami*. B-Localização das sondagens estudadas (a branco- sondagens com presença do depósito, a azul-sondagens com ausência do depósito tsunamigénico. (Pedro Costa, comunicação pessoal, 2017)

Na Figura 46 é possível observar que a aproximadamente 500m da linha de costa a espessura de depósito atinge 0,1m (ou seja 10cm) e o limite interior chega até aproximadamente 850m. Este fato permite-nos considerar que o depósito de *tsunami* diminua quase gradualmente numa distância de aproximadamente 350m.

Por outro lado, de acordo com os relatos históricos em Armação de Pera, a oeste da Lagoa dos Salgados, o mar invadiu mais de 2,5 km para o interior e neste caso podemos considerar uma diferença de aproximadamente 1650 m entre o limite de depósito e o limite de inundação. Lopes (1841) descreve que na *“Pera de Baixo, ou de armação, situada na praia...O mar deixou só huma casa em pé no dia de terremoto; avançou mais de ½ légua inundando tudo, deixando em salgado humas grandes várzeas que ficárão reduzidas a ilha, e afogando 84 pessoas...”*.

MacInnes *et al.* (2009) in Chagué-Goff *et al.* (2012) referem que, de um modo geral, nos litorais baixos os depósitos de *tsunami* podem ter uma extensão até 90% do limite de inundação, embora estes autores consideram que a extensão pode variar entre 54% e 100% da inundação.

Goto *et al.* (2011) relataram no caso de *tsunami* de 2011 de Tohoku-Oki, no Japão, uma extensão de inundação de 4,5km da linha da costa e uma extensão do depósito de 2,8km para o interior, que corresponde a 62% da distância total da inundação.

Contudo, a extensão do depósito de *tsunami* poderá ainda variar em função da morfologia de cada setor costeiro inundado pelo *tsunami*. Na Lagoa dos Salgados o limite do depósito tsunamigénico é de aproximadamente 34% da distância máxima de inundação (foi considerada aqui a distância de 2,5km) e neste caso, considera-se que a baixa altitude da superfície topográfica (< 10m NMM) conjugada com a largura da planície aluvial não favoreceu a extensão do depósito mais para o interior. Por outro lado, o limite da inundação na Lagoa dos Salgados foi definido com base nos relatos históricos, podendo neste caso ser sobrestimado.

Como referido, no estuário do Rio Alcabrichel, o depósito apresenta uma espessura de 10cm e encontra-se a uma distância de aproximadamente 650 m da atual linha de costa (distância horizontal). Com base nos cálculos apresentados anteriormente podemos especular que, no estuário do Rio Alcabrichel, o limite do depósito ter-se-á situado supostamente a aproximadamente 1000 m da atual linha de costa, enquanto o limite de inundação poderá corresponder a uma distância aproximada de 2300 m para o interior.

Foram considerados aqui dois possíveis cenários: i) um primeiro cenário em que a onda de inundação tem uma direção de propagação W-E e o limite do depósito poderá corresponder ao ponto A, enquanto o limite da inundação chega até 2300 m para o interior, chegando à proximidade da Maceira (o ponto A') e ii) um segundo cenário em que foi considerada uma direção de inundação SW-NE e neste caso, o limite do depósito corresponde ao ponto B, enquanto o limite de inundação poderá corresponder ao ponto B'. (Figura 47).

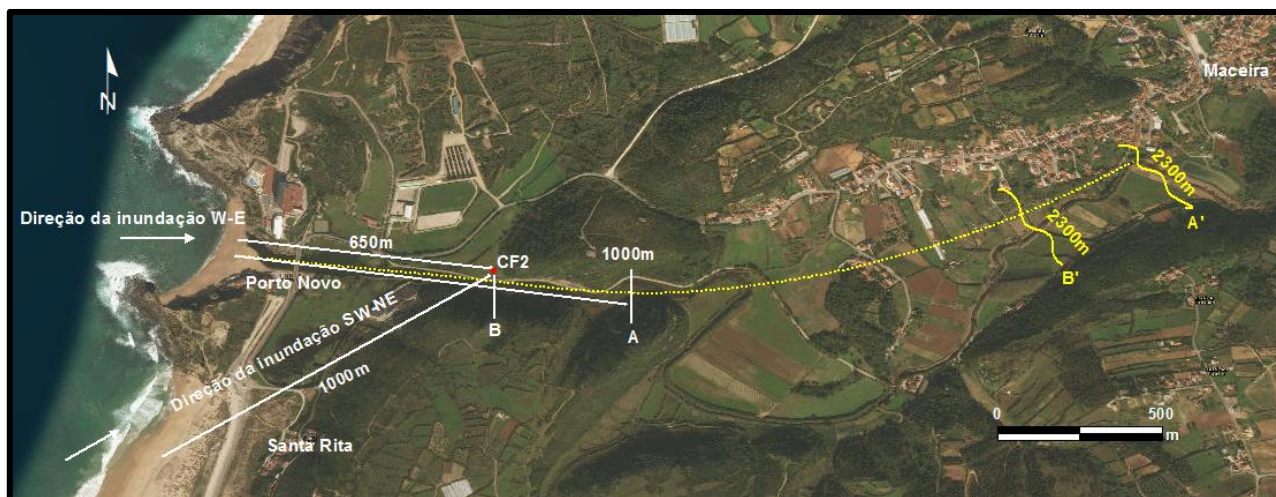


Figura 47- Resultado de cálculo estimativo do limite do depósito de *tsunami* e da inundação tsunamigénica no estuário do Rio Alcabrichel obtido por analogia com o depósito de *tsunami* da Lagoa dos Salgados, considerando os dois cenários da inundação.

Portanto, a exposição da linha de costa em relação à direção de propagação da onda de *tsunami* é outra variável geomorfológica extremamente importante que condiciona a inundação tsunamigénica.

Como podemos observar na Figura 47, no caso de uma onda de inundação de direção SW-NE, o limite do depósito coincide com a localização da sondagem CF2, atingindo neste caso uma distância aproximada de 1000 m de atual linha de costa.

Tendo em conta a localização do sismo, a SW do continente, seria espectável uma propagação de onda de direção SW-NE e, neste caso, o segundo cenário é aparentemente o mais provável.

De acordo com alguns estudos de simulação numérica do *tsunami* de AD 1755 (e.g Santos *et al.*, 2015), o instantâneo da altura da onda de *tsunami* calculado aos 50 minutos após o sismo mostra um avanço da onda de direção SW-NE (Figura 48-a). Contudo, devemos considerar que junto à costa a propagação da onda não é linear, sendo dependente da morfologia do setor costeiro e a presença dos promontórios rochosos a norte e a sul do estuário terão provocado difração das ondas e possível alteração da direção.

Por outro lado, de acordo com os mesmos autores, o instantâneo calculado da altura da onda aos 75 minutos após sismo (Figura 48-d) mostra que toda a planície aluvial foi inundada e as águas penetraram para o interior, na várzea de Maceira, aproximando-se da localidade com o mesmo nome a aproximadamente 2,8 km da atual linha da costa. Estes autores afirmam ainda que os habitantes de Maceira também sentiram o sismo e muito provavelmente teriam visto o *tsunami* a subir o Rio Alcabrichel, validando neste caso ambos os cenários considerados aqui para definir o limite da inundação tsunamigénica.

Considera-se, portanto, que apesar da simplicidade dos cálculos apresentados neste subcapítulo ambos os cenários aqui apresentados para definir o limite da inundação tsunamigénica são apoiados pelos modelos numéricos de simulação descritos por Santos *et al.* (2015) e ainda validados pelos relatos históricos.

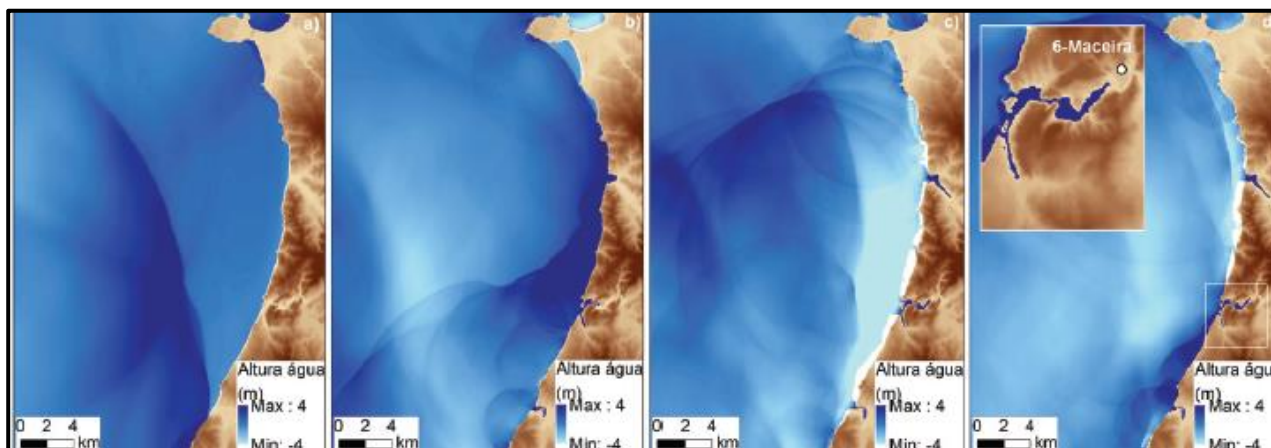


Figura 48- Instantâneos da altura da onda do *tsunami*, em minutos apos o sismo: a) 50; b) 60; c) 70; d) 75.
Retirado de Santos et al. (2015)

Contudo, no caso de primeiro cenário da inundação de direção W-E, o estreitamento do vale junto à garganta do Porto Novo deverá ter provocado o afunilamento da massa da água (*“funelling effect”*), injetando sedimentos para o interior, e neste caso, seria espectável uma extensão do depósito para o interior, na várzea de Maceira. No entanto, nas duas sondagens analisadas no âmbito do Projeto FMI-5000, denominadas AlcMac3 e AlcMac4 localizadas no setor sul da várzea de Maceira (*vide* Aleixo, 2012) não foi detetada nenhuma lâmina arenosa que pudesse constituir a variação para o interior do depósito de *tsunami* identificado na sondagem CF2. Sendo assim, seria razoável assumir que neste local, na garganta do Porto Novo, a incidência da onda foi provavelmente de SW e que os dois cabeços (Cabeço da África e Pereira) funcionaram como uma barreira na inundação, não permitindo o transporte e a deposição dos sedimentos para o interior. Por outro lado, devemos considerar que a morfologia e a altitude da superfície topográfica neste setor terminal do rio Alcabrichel influenciam diretamente a rugosidade e consequentemente a velocidade e a profundidade do fluxo de *tsunami*, impedindo um maior alcance horizontal da onda tsunamigénica.

Tendo por base o que foi apresentado no presente subcapítulo, a geomorfologia local representa um fator extremamente importante na propagação da inundação tsunamigénica, na extensão dos depósitos de *tsunami* e ainda na preservação destes depósitos.

Esta dissertação visou contribuir para uma melhor compreensão dos eventos extremos de inundação associados aos fenómenos naturais como os *tsunamis*, utilizando a análise sedimentológica da sondagem CF2, localizada na margem direita do Rio Alcabrichel, aplicando uma abordagem metodológica diferente que permitiu comprovar os fenómenos observados nos estudos anteriores.

Na presente dissertação foram identificadas duas lâminas arenosas que correspondem à unidade **UL₃** e subunidade **UL_{2a}** e os critérios estratigráficos revelaram um contacto basal abrupto com as unidades subjacentes, reforçando a diferença genética destes depósitos, constituindo um indicador de eventos de elevada energia hidrodinâmica. A datação por radiocarbono realizada no âmbito do Projeto FMI-5000 permitiu considerar a idade da unidade **UL₃** após 250±30 cal BP, colocando-a na proximidade cronológica do *tsunami* de AD 1755 (Ramos-Pereira *et al.*, 2013).

Relativamente à subunidade **UL_{2a}**, considerou-se inicialmente a hipótese de esta subunidade estar associada a outro evento tsunamigénico anterior ao de AD 1755. No entanto, os resultados da análise textural do sedimento não foram muito conclusivos para atribuir a génese tsunamigénica da subunidade **UL_{2a}**. A análise granulométrica e estatística do sedimento conseguiu apenas identificar os dois eventos extremos de inundação e teve pouca capacidade de discriminação entre as areias tsunamigénicas da unidade **UL_{3a}** e areias da subunidade **UL_{2a}**, depositadas igualmente em condições ambientais bastante energéticas, provavelmente um temporal costeiro.

A análise geoquímica comprova a génese distinta da unidade **UL_{3a}**, demonstrando que vários elementos como Al, Mn, Fe, Rb, K, Ti surgiram em concentrações muito mais baixas nesta unidade em comparação com os sedimentos finos lagunares e do enchimento sedimentar. Portanto, estes elementos são considerados como indicadores terrígenos e têm uma forte relação com o tamanho médio dos grãos, sendo geralmente presentes em aluminossilicatos. Os baixos teores destes elementos e o incremento de alguns elementos como o enxofre (S) considerado um indicador fiável da intrusão da água salgada (Chagué-Goff, 2010) corrobora a origem marinha da unidade **UL₃**, com assinatura geoquímica claramente distinta das unidades enquadrantes.

Quanto à subunidade **UL_{2a}**, os resultados da análise estatística dos dados geoquímicos contestaram a origem tsunamigénica para esta subunidade, devido à sua maior semelhança na composição geoquímica com as amostras de enchimento sedimentar. Este fato permitiu associá-la a um possível temporal que terá ocasionado um evento de cheia extrema no Rio Alcabrichel, responsável pela entrada de material terrígeno no topo desta subunidade.

A análise morfooscópica revelou-se uma técnica de análise sedimentológica bastante útil nos estudos de *paleotsunami*, capaz de distinguir os vários ambientes deposicionais, identificando não só o depósito tsunamigénico na sequência sedimentar da sondagem CF2, como também diferenças na energia de deposição que ocorreram durante a inundação tsunamigénica, proporcionando o reconhecimento de 3 diferentes fases do *tsunami*.

As características morfooscópicas dos grãos de quartzo permitiram associar as areias tsunamigénicas com as possíveis fontes sedimentares, incluindo sedimentos de praia e de duna da zona costeira próxima e ainda areias fluviais e material fino dos sedimentos subjacentes (pré-*tsunami*) erodidos e transportados pelas ondas de inundação e de retorno.

A Análise Estatística Multivariada dos resultados morfooscópicos mostrou a individualização de um grupo homogéneo constituído pelas amostras de enchimentos sedimentar da unidade **UL₂**, enquanto as amostras da unidade **UL₄**, de *tsunami* e de temporal não apareceram muito bem individualizados.

As amostras lagunares revelaram-se muito distintas de ponto de vistas das assinaturas morfooscópicas das restantes amostras, justificadas pelo afastamento no espaço dimensional das restantes amostras. Contudo, foi verificada a maior semelhança entre a unidade que corresponde à base do depósito tsunamigénico (a 117 cm profundidade), com as areias da unidade superficial (eólicas), fortemente correlacionadas com os grãos baços, bem rolados e de esfericidade alta, justificando o campo dunar como possível fonte para a base do depósito tsunamigénico, sendo a primeira unidade morfológica a ser galgada.

A Análise de Componentes Principais aplicada sobre as amostras de *tsunami* mostrou ainda que as amostras que corresponde ao topo da subunidade **UL_{3a}** (a -115 cm) apresentou características morfooscópicas frequentemente encontradas nas areias litorais testemunhadas pelos grãos de quartzo brilhantes e concluiu-se que a erosão de campo dunar proporcionou o acarreio de areias litorais no topo desta subunidade. Por outro lado, a maioria das amostras da unidade **UL_{2b}** apresentaram frequentes semelhanças de ponto de vista das características morfooscópicas com os sedimentos aluviais de enchimento sedimentar, correlacionadas sobretudo com os grãos angulosos e muito angulosos e de esfericidade baixa. Esta semelhança com os sedimentos aluviais permitiu correlacionar a subunidade **UL_{3b}** com o *backwash* da onda de *tsunami* que terá provocado a remobilização dos sedimentos aluviais subjacentes, induzindo uma assinatura mista no meio do depósito.

Por fim, o topo do depósito foi associado à última fase da inundação, justificada sobretudo pela nova entrada de areias mais grosseiras e com predominância de quartzo brilhante, considerando a praia como principal fonte sedimentar para o topo de depósito.

A análise microtextural revelou o potencial desta técnica nos estudos de *paleotsunamis*, identificando assinaturas sedimentares típicas de ambientes extremos de inundação, mostrando a importância da

hidrodinâmica no processo de transporte dos sedimentos, capaz de produzir microtexturas distintas na superfície dos grãos num intervalo de tempo muito reduzido.

A abundância das marcas de ação mecânica (sobretudo as superfícies frescas) assinalada igualmente noutros depósitos tsunamigénicos estudados anteriormente, permitiu concluir que estes atributos microtexturais foram adquiridos pelos grãos durante o último processo de transporte até à deposição, ou seja, num ambiente extremamente energético capaz de retrabalhar intensamente os grãos e imprimir novas microtexturas na superfície dos grãos.

Além disso, a análise microtextural permitiu discriminar as areias tsunamigénicas e do possível temporal das restantes amostras e indentificou ainda um outro evento energético ocorrido no Rio Alcabrichel a -125 cm, provavelmente uma outra cheia, justificada pela abundância das superfícies frescas que só podiam ser adquiridos pelos grãos num meio aquático muito turbulento.

A Análise Estatística Multivariada das assinaturas microtexturais separou claramente as amostras de *tsunami* das restantes amostras aluviais e de possível temporal, mostrando que o método de análise microtextural tem sido aplicado com muito sucesso e permitiu concluir que independentemente da técnica de classificação utilizada, este tipo de análise é capaz de distinguir as areias tsunamigénicas transportadas em ambientes extremamente energéticos de outros ambientes sedimentares, apesar da curta duração do evento.

Todos os critérios sedimentológicos utilizados na presente dissertação contribuíram para o reconhecimento do depósito de *tsunami* no estuário do Rio Alcabrichel, atribuindo claramente a génese tsunamigénica a unidade **UL₃**.

Adicionalmente, o estudo sedimentológico do depósito tsunamigénico permitiu estimar a velocidade do fluxo tsunamigénico e estabelecer os possíveis limites interiores do depósito e da inundação tsunamigénica, demonstrando deste modo a importância do estudo no contexto do Ordenamento do Território.

Por outro lado, demonstrou-se que a diversidade geomorfológica local foi considerada de extrema relevância na propagação da onda de *tsunami* e na extensão do depósito para o interior.

Relativamente ao limite do depósito tsunamigénico estabelecido no caso da inundação de direção W-E não foi possível confirmar a existência ou não do depósito àquela distância de 1000 m da atual linha de costa. Porém, as duas sondagens analisadas no âmbito do Projeto FMI-5000 não revelaram qualquer vestígio de *tsunami* no interior da várzea de Maceira e considerou-se que os dois cabeços junto a garganta do Porto Novo (Cabeço Pereira e Cabeço da África) limitaram o espaço disponível para acomodar sedimentos injetados pela onda tsunamigénica.

Obviamente, no segundo cenário, com direção da inundação SW-NE seria espectável que o depósito diminuísse gradualmente para NE até desaparecer por completo e não acabasse no local da sondagem CF2.

Acredita-se que este facto pode dever-se ao bloqueio criado pelo Cabeço Pereira da garganta de Porto Novo, constituindo um obstáculo físico ao galgamento, que não permitiu o transporte dos sedimentos para NE, condicionando, portanto, o limite da deposição tsunamigénica.

Com estes resultados conclui-se que a extensão do depósito tsunamigénico do estuário do Rio Alcabrichel mostra o controlo geomorfológico local na retenção dos sedimentos no sopé da garganta de Porto Novo conjugado com a exposição da linha de costa em relação à direção da propagação da onda tsunamigénica.

A grande diversidade geomorfológica deste setor costeiro comparativamente com a homogeneidade geomorfológica do troço costeiro junto à Lagoa dos Salgados (com o qual se efetuou a comparação), sugere que o mesmo evento teve impactos distintos nos dois locais considerados.

Os dois cenários apresentados no estuário do Rio Alcabrichel para identificação do limite interior do depósito e da inundação tsunamigénica podem ser considerados aceitáveis, sendo bastante consistentes com os relatos históricos e com os modelos de simulação numérica aplicados nos estudos anteriores (e.g. Santos *et al.*, 2015).

No entanto, temos que ter em conta que o limite da inundação foi calculado por analogia com a Lagoa dos Salgados, onde a inundação foi definida com base nos relatos históricos. Logo, qualquer sobrestimação da inundação na Lagoa dos Salgados condiciona o cálculo efetuado no estuário do Rio Alcabrichel. Contudo, é possível afirmar que todo o setor costeiro desde à praia até à garganta de Porto Novo e toda a área deprimida da várzea de Maceira (pois, esta representa um espaço favorável à inundação) constituem áreas expostas ao risco de inundação por *tsunami* e a construção nestes locais deve ser acautelada.

A existência dos dois estabelecimentos turísticos em Porto Novo e em Santa Rita implica uma elevada vulnerabilidade deste espaço face às condições extremas de inundação geradas pelos *tsunamis*, pelo que, se considera extremamente importante respeitar os Planos de Ordenamento de Orla Costeira (POOCs), hoje designados Programas e considerar como solução a realocação destes elementos expostos como medida estratégica de adaptação na resposta aos riscos costeiros.

Com a finalidade de dar continuação ao estudo realizado no âmbito da presente dissertação sugere-se em trabalhos futuros aumentar a resolução espacial das sondagens, porém uma única sondagem não é suficiente para estabelecer o limite do depósito tsunamigénico, de modo a obter a melhor representação estatística e espacial dos dados.

Adicionalmente, seria necessário realizar um cálculo rigoroso de todos os parâmetros hidráulicos exigidos e essa pormenorização permitirá estabelecer com maior precisão a velocidade, a profundidade do fluxo tsunamigénico e consequentemente o limite da inundação tsunamigénica, contribuindo deste modo para o desenvolvimento dos modelos de transporte da inundação provocada pelos *tsunamis*, destinados a evitar no futuro perdas humanas e danos materiais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abrantes, F., Alt-Epping, U., Lebreiro, S., Voelker, A., e Schneider, R. (2008). Sedimentological record of tsunamis on shallow-shelf areas: The case of the 1969 AD and 1755 AD tsunamis on the Portuguese Shelf off Lisbon. *Marine Geology*, 249(3–4), pp. 283–293. (<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.12.004>)
- Aleixo C., Ramos-Pereira A., Trindade J. (2014). A evolução das condições ambientais na várzea de Maceira (estuário do Rio Alcabrichel, oeste de Portugal) no Holocénico. BrasPor, Editors: Silvia Dias Pereira, Joana Gaspar Freitas, Sergio Bergamaschi, Maria Antonieta C. Rodrigues, pp.83-98 (<https://doi.org/10.13140/2.1.1392.4800>).
- Alvarez L W, Alvarez W., Asaro F., Michel H.V (1980). Extraterrestrial cause for the Cretaceous- Tertiary Extinction. Experimental result and theoretical interpretation. *Science*, Volume 208, Number 4448, pp. 1095-1108.
- Andrade, C. e Freitas, M. C. (2001). E se a estufa em que vivemos for inundada? – A subida do nível do mar: algumas causas e consequências. In Cadernos Didáticos de Ciências, Volume II, Ministério de Educação, pp.39-57.
- Andrade, C., Freitas, M. C., Miranda, J. M., Baptista, M. A., Silva, P., e Munhá, J. (2003). Recognizing possible tsunami sediments in the ultradissipative environment of the Tagus estuary (Portugal). In: A.S.a.P.H. Richard A. Davis (ed.) Coastal Sediments'03 - *The 5th International Symposium on Coastal Engineering and Science of Coastal Sediment Processes*, CD-ROM (ISBN: 978-981-238-422-5 CD), Clearwater Beach, Florida, pp. 1–14.
- Andrade, C., Freitas, M. C., Moreno, J., e Craveiro, S. C. (2004). Stratigraphical evidence of Late Holocene barrier breaching and extreme storms in lagoonal sediments of Ria Formosa, Algarve, Portugal. *Marine Geology*, 210(1–4), pp. 339–362. (<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.05.016>).
- Araújo-Gomes, J. (2013). Deformações em sedimentos finos não consolidados interpretadas como sismitos. *Finisterra*, 48(95), pp 125–138.
- Atwater, B.F., (1987) Evidence for great Holocene earthquakes along the outer coast of Washington State. *Science*, 236, pp. 942-944.
- Azevedo, T.M. (1983) – *Exoscopia*. Textos de apoio ao ensino. Ed. do Dep. Geologia da F.C.U.L, 26p.
- Bahlburg, H., e Spiske, M. (2011). Sedimentology of tsunami inflow and backflow deposits: key differences revealed in a modern example, *Sedimentology*, 59(3), pp. 1063–1086 (<https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2011.01295.x>).
- Baptista, M. A., e Miranda, J. M. (2009). Revision of the Portuguese catalog of tsunamis. *Natural Hazards and Earth System Science*, 9(1), pp. 25–42. (<https://doi.org/10.5194/nhess-9-25-2009>).
- Baptista, M. A., Miranda, J. M., Chierici, F., e Zitellini, N. (2003). New study of the 1755 earthquake source based on multi-channel seismic survey data and tsunami modeling. *Natural Hazards and Earth System Science*, 3(5), pp 333–340. (<https://doi.org/10.5194/nhess-3-333-2003>).
- Bellanova, P., Bahlburg, H., Nentwig, V., e Spiske, M. (2016). Microtextural analysis of quartz grains of tsunami and non-tsunami deposits- A case study from Tirua (Chile). *Sedimentary Geology*, 343, pp. 72–84. (<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.08.001>)
- Blott, S. J., e Pye, K. (2001). GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(11), pp. 1237–1248. (<https://doi.org/10.1002/esp.261>).
- Bondevik, S., Svendsen, J. I., e Mangerud, J. A. N. (1997). Tsunami sedimentary facies deposited by the Storegga tsunami in shallow marine basins and coastal lakes, western Norway. *Sedimentology*, 44, pp. 1115-1131.
- Borges, J. F., Fitas, A. J. S., Bezzeghoud, M., e Teves-Costa, P. (2001). Seismotectonics of Portugal and its adjacent Atlantic area. *Tectonophysics*, 331(4), pp. 373–387 ([https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00291-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00291-2)).
- Bufo, E., Bezzeghoud, M., Udías, A., e Pro, C. (2004). Seismic Sources on the Iberia-African Plate Boundary and their Tectonic Implications. *Pure and Applied Geophysics*, 161, pp. 623–646. (<https://doi.org/10.1007/s00024-003-2466-1>).
- Capelo, J. (2003). *Conceitos e métodos da Fitossociologia. Formulação contemporânea e métodos numéricos de análise da vegetação*. Estação Florestal Nacional, Sociedade Portuguesa de Ciências Florestais, Oeiras, 107 p.
- Cascalho, J., Costa, P., Dawson, S., Milne, F., e Rocha, A. (2016). NU SC of the Storegga tsunami deposit. *Sedimentary Geology*, Volume 334, pp. 21-33 (<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.01.007>).

- Chagué-Goff, C. (2010). Chemical signatures of paleotsunamis: A forgotten proxy? *Marine Geology*, Volume 271, Issues 1–2, pp.67-71 (<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.01.010>).
- Chagué-Goff, C., Andrew, A., Szczuciński, W., Goff, J., e Nishimura, Y. (2012). Geochemical signatures up to the maximum inundation of the 2011 Tohoku-oki tsunami - Implications for the 869 AD Jogan and other palaeotsunamis. *Sedimentary Geology*, 282(0), pp. 65–77. (<https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.05.021>).
- Chagué-Goff, C., Schneider, J.-L., Goff, J. R., Dominey-Howes, D., e Strotz, L. (2011). Expanding the proxy toolkit to help identify past events - Lessons from the 2004 Indian Ocean Tsunami and the 2009 South Pacific Tsunami. *Earth-Science Reviews*, 107(1–2), pp. 107–122 (<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.03.007>).
- Chaminé, H.; Fonseca, P.E.; Carvalho, J. M.; Azevedo, M.; Gomes, A.; Teixeira, J. (2004). Geometria, cinemática e dinâmica diapírica da morfoestrutura do Vimeiro (Tores Vedras, Portugal central): implicações para um modelo hidrogeológico. *Caderno Lab. Xeológico de Laxe, Coruña*, 29, pp. 9-30.
- Costa, J.B. (1991). *Caracterização e Constituição do Solo*. Fund. Cal. Gulbenkian. 4ª ed., 527p.
- Costa, P., Andrade, C., Freitas, M., Oliveira, M., Lopes, V., Dawson, A., Moreno J., F Fatela F., Jouanneau, J.-M. (2012a). A tsunami record in the sedimentary archive of the central Algarve coast, Portugal: Characterizing sediment, reconstructing sources and inundation path. *The Holocene*, 22(8), pp. 899–914 (<https://doi.org/10.1177/0959683611434227>).
- Costa, P. J. M., Andrade, C., Freitas M. C. (2014). Assinaturas microtexturais de processos, ambientes e fontes sedimentares. O depósito de tsunami de 1755 na Boca do Rio - um caso de estudo. In: Pedro Dinis, Alberto Gomes, Sérgio Monteiro-Rodrigues (Coord.) *Proveniência de materiais geológicos: abordagens sobre o Quaternário de Portugal*, APEQ - Associação Portuguesa para o Estudo do Quaternário, pp. 37-56.
- Costa, P. J. M., Andrade, C., Cascalho, J., Dawson, A. G., Freitas, M. C., Paris, R., e Dawson, S. (2015). Onshore tsunami sediment transport mechanisms inferred from heavy mineral assemblages. *The Holocene*, 25(5), pp. 795–809 (<https://doi.org/10.1177/0959683615569322>).
- Costa, P. J. M. (2006). *Geological recognition of abrupt marine invasions in two coastal areas of Portugal*. *Geography and Earth Sciences*. Master Thesis, Brunel University, London, 139 pp.
- Costa, P. J. M., Andrade, C., Dawson, A. G., Mahaney, W. C., Freitas, M. C., Paris, R., e Taborda, R. (2012b). Microtextural characteristics of quartz grains transported and deposited by tsunamis and storms. *Sedimentary Geology*, 275–276, pp. 55–69 (<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.07.013>).
- Costa, P. J. M., Andrade, C., Freitas, M. C., Oliveira, M. a., Lopes, V., e Jouanneau, J.-M. (2010). Reconhecimento de um depósito de tsunami na Lagoa dos Salgados. GEOTIC – Sociedade Geológica de Portugal, *VIII Congresso Nacional de Geologia*, Volume 12 – nº 10, pp. 1-4 (ISSN 1645-0388).
- Costa, P. J. M., Andrade, C., Freitas, M. C., Oliveira, M. A., Silva, C. M., Omira, R., Taborda, R., Baptista, M.A. Dawson, A. G. (2011). Boulder deposition during major tsunami events. *Earth Surf. Process. Landforms*, Vol. 36, pp. 2054–2068 (<https://doi.org/10.1002/esp.2228>).
- Costa, P. J. M., Andrade, C., Freitas, M. C., Oliveira, M. a, e Jouanneau, J. M. (2009). Preliminary Results of Exoscopic Analysis of Quartz Grains Deposited by a Palaeotsunami in Salgados Lowland (Algarve, Portugal). *Journal of Coastal Research*, 2009(SI 56), pp. 39–43.
- Costa, P. J. M., Andrade, C., Mahaney, W. C., Marques da Silva, F., Freire, P., Freitas, M. C., Janardo, C., Oliveira, M. A., Silva, T., Lopes, V. (2013). Aeolian microtextures in silica spheres induced in a wind tunnel experiment: Comparison with aeolian quartz. *Geomorphology*, 180–181, pp. 120–129. (<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.09.011>).
- Costa, P. J. M. da. (2012). *Sedimentological signatures of extreme marine inundations*. PhD Thesis, Lisbon, 245 p. Disponível em (<http://repositorio.ul.pt/handle/10451/7766>).
- Costa, P. J. M., Oliveira, M. A., González-Villanueva R., Andrade, C. e Freitas, M. C. (2016). Imprints of the AD 1755 Tsunami in Algarve (South Portugal) Lowlands and Post-Impact Recovery. *Copyright Holder Springer International Publishing Switzerland*, 599, pp. 293–326 (<https://doi.org/10.1007/978-3-319-02904-7>).
- Costa, P. J. M., Costas, S., González-Villanueva, R., Oliveira, M. A., Roelvink, D., Andrade, C., Freitas, M. C., Cunha P. P., Martins A., Buylaert, J. -P., Murray, A. (2016). How did the AD 1755 tsunami impact on sand barriers across the southern coast of Portugal? *Geomorphology*, 268, pp. 296–311. (<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.06.019>)

- Cuven, S., Paris, R., Falvard, S., Miot-Noirault, E., Benbakkar, M., Schneider, J. L., e Billy, I. (2013). High-resolution analysis of a tsunami deposit: Case-study from the 1755 Lisbon tsunami in southwestern Spain. *Marine Geology*, 337, pp. 98–111 (<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.02.002>).
- Daveau, S. (1973) Quelques exemples d'évolution quaternaire des versantes au Portugal. *Finisterra*, Revista Portuguesa de Geografia. Vol. VIII, nº 15, pp. 5-47.
- Dawson, A.G., Hindson, R., Andrade, C., Freitas, C., Parish, R., Baternan, R., (1995). Tsunami sedimentation associated with the Lisbon earthquake of 1 November AD 1755: Boca do Rio, Algarve, Portugal. *The Holocene*, 5(2), pp. 209-215.
- Dawson, A.G., Long, D., Smith, D.E., (1988) The Storegga Slides: Evidence from eastern Scotland for a possible tsunami. *Marine Geology*, 82(3-4), pp. 271-276.
- Dawson, A. G., e Stewart, I. (2007). Tsunami deposits in the geological record. *Sedimentary Geology*, 200(3-4), pp.166–183 (<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.01.002>).
- Dawson e Shi. (2000). Tsunami Deposits, *Pure and Applied Geophysics*, 157, pp. 875–897.
- Dawson, S., e Smith, D. E. (2000). The sedimentology of Middle Holocene tsunami facies in northern Sutherland, Scotland, UK. *Marine Geology*, 170, pp. 69-79.
- Dias, J. A. (2004). A análise sedimentar e o conhecimento dos sistemas marinhos. Capítulo V (Versão preliminar), 84p (http://w3.ualg.pt/~jdias/JAD/eb_Sediment.html, acedido em 19 de março de 2017).
- Doornkamp J. C. e Krinsley, D. (1971). Electron Microscopy Applied to Quartz Grains from a Tropical Environment. *Sedimentology*, 17, pp. 89-101.
- Dowdeswell J. A., Osterman L. E. e Andrew J. T. (1985). Quartz sand grains shape and other criteria used to distinguish glacial and non- glacial events in marine core from Frobisher Bay, Baffin Island, N.W.T, Canada. *Sedimentology*, 32, 119-132.
- Einsele, G., Chough, S.K., Shiki, T., (1996) Depositional events and their records - an introduction. *Sedimentary Geology*, 104(1-4), pp. 1-9.
- Engel, M., e Brückner, H. (2011). The identification of paleo-tsunami deposits- a major challenge in coastal sedimentary research. *Coastline Reports*, 17, pp. 65–80.
- Ferreira A.B. (2005). Estruturação geológica do Território. In *Geografia de Portugal*, vol. I. O Ambiente Físico, Círculo de Leitores, Lisboa 495 p.
- Flemming, B. W. (2000). A revised textural classification of gravel-free muddy sediments on the basis of ternary diagrams. *Continental shelf research*, 20, pp. 1125-1137.
- Friedman, G. (1961). Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. *Journal of Sedimentary Petrology*, 31(2), pp. 514-529.
- Folk, R. L. e Ward, W.C (1957). Brazos River Bar: A Study in the Significance of Grain-Size Parameters. *Journal of Sedimentary Research*, 27(1), pp. 3-26.
- Font, E., Veiga-Pires, C., Pozo, M., Nave, S., Costas, S., Ruiz Muñoz, F., Abad, M., Simões, N., Duarte, S. e Rodríguez-Vidal, J. (2013). Benchmarks and sediment source(s) of the 1755 Lisbon tsunami deposit at Boca do Rio Estuary. *Marine Geology*, 343, 1–14 (<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.06.008>).
- Friedman, G.M. e Sanders, J.E. (1978). *Principles of Sedimentology*. Wiley: New York, 792p.
- Fujino, S., Naruse, H., Matsumoto, D., Jarupongsakul, T., Sphawajruksakul, A., e Sakakura, N. (2009). Stratigraphic evidence for pre-2004 tsunamis in southwestern Thailand. *Marine Geology*, 262(1–4), pp. 25–28 (<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.02.011>).
- Galopim de Carvalho, A. M. (2003). *Geologia Sedimentar. Volume I- Sedimentogénese*. Âncora editora. Lisboa, 444p.
- Galopim de Carvalho, A. M. (2005). *Geologia Sedimentar, Volume II- Sedimentologia*. Âncora editora. Lisboa, 276p.
- Gica, E., Spillane, M. C., Titov, V. V., Chamberlin, C. D., e Newman, J. C. (2008). *Development of the forecast propagation database for NOAA's Short-Term Inundation Forecast for Tsunamis (SIFT)*, NOAA Technical Memorandum OAR PMEL-139, 89p.
- Goff J. R., Chagué-Goff, C. (1999). A late Holocene record of environmental changes from coastal wetlands: Abel Tasman National Park, New Zealand. *Quaternary International*, 56, pp. 39-51.

- Goff, J., Chagué-Goff, C., Nichol, S., Jaffe, B., e Dominey-Howes, D. (2012). Progress in palaeotsunami research. *Sedimentary Geology*, 243–244, pp. 70–88 (<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.11.002>).
- Goff, J., Chagué-Goff, C., e Nichol, S. (2001). Palaeotsunami deposits: A New Zealand perspective. *Sedimentary Geology*, 143(1–2), pp. 1–6 ([https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00121-X](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00121-X)).
- Goff, J., e Dominey-Howes, D. (2013). Tsunami. In: John F. Shroder (ed.) *Treatise on Geomorphology*, volume 13, San Diego: Academic Press, pp. 204–218. (<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00359-6>).
- Goff, J., McFadgen, B. G., e Chagué-Goff, C. (2004). Sedimentary differences between the 2002 Easter storm and the 15th-century Okoropunga tsunami, southeastern North Island, New Zealand. *Marine Geology*, 204(1–2), pp. 235–250 ([https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(03\)00352-9](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(03)00352-9)).
- Goff, J., Weiss, R., Courtney, C., e Dominey-Howes, D. (2010). Testing the hypothesis for tsunami boulder deposition from suspension. *Marine Geology*, 277(1–4), pp. 73–77 (<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.08.003>).
- González F.I. (1999). Tsunami! *Scientific American*, 280, pp. 56–65.
- Goto, K., Chagué-Goff, C., Fujino, S., Goff, J., Jaffe, B., Nishimura, Y., Richmond, B., Sugawara, D., Szczuciński, W., Tappin D. R., Witter, R. C., Yulianto, E. (2011). New insights of tsunami hazard from the 2011 Tohoku-oki event. *Marine Geology*, 290(1–4), pp. 46–50 (<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.10.004>).
- Gràcia, E., Vizcaino, A., Escutia, C., Asioli, A., Rodés, A., Pallàs, R., Jordi Garcia-Orellana, J., Lebreiro, S., Goldfinger, C. (2010). Holocene earthquake record offshore Portugal (SW Iberia): testing turbidite paleoseismology in a slow-convergence margin. *Quaternary Science Reviews*, 29(9–10), pp. 1156–1172 (<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.01.010>).
- Hawkes, A. D., Bird, M., Cowie, S., Grundy-warr, C., Horton, B. P., Ta Shau Hwai, A., Law, L., Macgregor, C., Nott, J., e, Eong Ong, J., Rigg, J., Robinson, R., Tan-Mullins M., c, Tiong Sa T., Yasin, Z., Wan Aik, L. (2007). Sediments deposited by the 2004 Indian Ocean Tsunami along the Malaysia–Thailand Peninsula. *Marine Geology*, Volume 242, Issues 1–3, pp. 169–190 (<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.02.017>).
- Heinrich PH., Baptista, M. A. e Miranda, J. M. (1994). Numerical simulation of 1969 tsunami along the portuguese coasts. Preliminary results. *The International Journal of The Tsunami Society*, Volume 12, Number 1, pp. 3–24.
- Henriques, M. V. (2003). Análise morfológica e evolução sedimentar da planície aluvial da Nazaré (Estremadura Portuguesa). *Thalassas*, 19 (2a), Vigo, pp. 54–56.
- Hindson, R. A., e Andrade, C. (1999). Sedimentation and hydrodynamic processes associated with the tsunami generated by the 1755 Lisbon earthquake. *Quaternary International* 56, pp. 27–38.
- Hindson, R. A., Andrade, C., e Dawson, A. G. (1996). Sedimentary processes associated with the tsunami generated by the 1755 Lisbon earthquake on the Algarve coast, Portugal. *Physics and Chemistry of the Earth*, 21(1–2), pp. 57–63 ([https://doi.org/10.1016/S0079-1946\(97\)00010-4](https://doi.org/10.1016/S0079-1946(97)00010-4)).
- Imamura, F., Goto, K., e Ohkubo, S. (2008). A numerical model for the transport of a boulder by tsunami, 113, 1–12. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 113, C01008, pp. 1–12 (<https://doi.org/10.1029/2007JC004170>).
- Jaffe, B. E., e Gelfenbaum, G. (2007). A simple model for calculating tsunami flow speed from tsunami deposits. *Sedimentary Geology*, 200(3–4), pp. 347–361 (<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.01.013>).
- Jaffe, B. E., Goto, K., Sugawara, D., Richmond, B. M., Fujino, S., e Nishimura, Y. (2012). Flow speed estimated by inverse modeling of sandy tsunami deposits: Results from the 11 March 2011 tsunami on the coastal plain near the Sendai Airport, Honshu, Japan. *Sedimentary Geology*, 282, pp. 90–109 (<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.09.002>).
- Jagodziński, R., Sternal, B., Szczuciński, W., e Lorenc, S. (2009). Heavy Minerals in 2004 Tsunami Deposits on Kho Khao Island, Thailand, 18(1). *Polish J. of Environ. Stud.* Vol. 18, No. 1 (2009), 103–110.
- Komatsubara, J., Fujiwara, O., Takada, K., Sawai, Y., e Aung, T. T. I. N. (2008). Historical tsunamis and storms recorded in a coastal lowland, Shizuoka Prefecture, along the Pacific Coast of Japan, *Sedimentology*, 55, pp. 1703–1716 (<https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2008.00964.x>).
- Kortekaas, S., e Dawson, A. G. (2007). Distinguishing tsunami and storm deposits: An example from Martinhal, SW Portugal. *Sedimentary Geology*, 200(3–4), pp. 208–221 (<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.01.004>).

- Koster, B. F. (2015). *Modern approaches in paleotsunami research*. PhD Thesis, Aachen, 128 pp
- Koster, B., e Reicherter, K. (2014). Sedimentological and geophysical properties of a ca. 4000year old tsunami deposit in southern Spain. *Sedimentary Geology*, 314, pp. 1–16. (<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.09.006>).
- Kullberg, J. C., Rocha, R. B., Soares A.F., Rey J., Terrinha P., Callapez P., Martins L. (2006). A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia E Tectónica. In *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*, Univ. Évora, pp. 317-368.
- Kuwatani, T., Nagata, K., Okada, M., Watanabe, T., Ogawa, Y., Komai, T., e Tsuchiya, N. (2014). Machine-learning techniques for geochemical discrimination of 2011 Tohoku tsunami deposits. *Scientific Reports*, 7077, pp. 1-6 (<https://doi.org/10.1038/srep07077>).
- Lario, J., Luque, L., Zazo, C., Goy, J. L., Spencer, C., Cabero, A., Bardají, T., Borja, F., Dabrio, C. J., Civis, J., González-Delgado J. Á., Borja, C., Alonso-Azcárate, J. (2010). Tsunami vs. storm surge deposits: a review of the sedimentological and geomorphological records of extreme wave events (EWE) during the Holocene in the Gulf of Cadiz, Spain. *Zeitschrift für Geomorphologie* Vol. 54, Suppl. 3, pp. 301-316 (<https://doi.org/10.1127/0372-8854/2010/0054S3-0029>).
- Leps, J., e Smilauer, P. (2003). *Multivariate Analysis of Ecological Data using CANOCO*. Cambridge University press, New York, United States of America, 269p (<https://doi.org/10.1017/CBO9780511615146>).
- Lilley, H. (2007). The wave that destroyed Atlantis. Disponível em BBC News Online. (<http://news.bbc.co.uk/2/hi/science/nature/6568053.stm>).
- Lopes, J. B. S. (1841). *Corografia ou Memória Económica, Estatística e Topográfica do Reino do Algarve*, Lisboa. Disponível em Google Académicos, acedido em 01.03.2017
- Mahaney, W. C., Stewart, A., e Kalm, V. (2001). Quantication of SEM microtextures useful in sedimentary environmental discrimination. *Boreas*, 30, pp. 165–171 (<https://doi.org/10.1080/03009480117276>).
- Mahaney, W.C., (2002) *Atlas of sand grain surface textures and applications*. Oxford University Press, Oxford, United Kingdom, 237p.
- Mamo, B., Strotz, L., Dominey-Howes, D., (2009) Tsunami sediments and their foraminiferal assemblages. *Earth-Science Reviews*, 96(4), 263-278.
- Manuppella, G.; Antunes, M. T.; Pais, J.; Ramalho, M. M; Rey, J. (1999). Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000 e Notícia Explicativa da Folha 30-A, Lourinhã. Departamento de Geologia. *Instituto Geológico e Mineiro*, Lisboa, 83p.
- McCoy F.W. e Dunn S.E. (2002) Modelling the Climatic Effects of the LBA Eruption of Thera: New Calculations of Tephra Volumes May Suggest a Significantly Larger Eruption than Previously Reported. Proceedings of the Chapman Conference on Volcanism and the Earth's Atmosphere, American Geographical Union, Santorini, Greece, pp. 21-22.
- Mori, N., e Takahashi, T. (2012). Nationwide Post Event Survey and Analysis of the 2011 Tohoku Earthquake Tsunami. *Coastal Engineering Journal*, 54(1), pp. 1-27 (<https://doi.org/10.1142/S0578563412500015>).
- Morton, R. A., Gelfenbaum, G., e Jaffe, B. E. (2007). Physical criteria for distinguishing sandy tsunami and storm deposits using modern examples. *Sedimentary Geology*, 200(3–4), pp. 184–207 (<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.01.003>).
- Nanayama, F., e Shigeno, K. (2006). Inflow and outflow facies from the 1993 tsunami in southwest Hokkaido. *Sedimentary Geology*, 187, pp. 139–158 (<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.12.024>).
- Nanayama, F., Shigeno, K., Satake, K., Shimokawa, K., Koitabashi, S., Miyasaka, S., e Ishii, M. (2000). Sedimentary differences between the 1993 Hokkaido-nansei-oki tsunami and the 1959 Miyakojima typhoon at Taisei, southwestern Hokkaido, northern Japan. *Sedimentary Geology*, 135(1–4), pp. 255–264. ([https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(00\)00076-2](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00076-2)).
- Neves, M. (2006). *Os sistemas litorais da Estremadura Norte. Classificação e caracterização geomorfológica*. Linha de Investigação em Dinâmica Litoral e Fluvial, Relatório no 4. CEG-UL, 118p.
- Nieter William M and Krinsley David. (1976). The production and recognition of aeolian features on sand grains by silt abrasion. *Sedimentology* 23, pp. 713-720.

- Oliveira, M. A, Andrade, C., Freitas, M. C., e Costa, P. J. (2009). Modeling Volume Transfer between Beach-Foredune and the Backshore by the 1755 Lisbon Tsunami at Boca Do Rio Lowland, Algarve (Portugal). *Journal of Coastal Research*, (56), pp. 1547–1551.
- Papadopoulos, G. A., e Imamura, F. (2001). A proposal for a new tsunami intensity scale. *ITS 2001 Proceedings*, (5), pp. 569–577.
- Paris, R., Fournier, J., Poizot, E., Etienne, S., Morin, J., Lavigne, F., e Wassmer, P. (2010). Boulder and fine sediment transport and deposition by the 2004 tsunami in Lhok Nga (western Banda Aceh, Sumatra, Indonesia): A coupled offshore-onshore model. *Marine Geology*, 268(1–4), pp. 43–54 (<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.10.011>).
- Peters, R., Jaffe, B., e Gelfenbaum, G. (2007). Distribution and sedimentary characteristics of tsunami deposits along the Cascadia margin of western North America. *Sedimentary Geology*, 200(3–4), pp. 372–386 (<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.01.015>).
- Pilarczyk, J. E., Dura, T., Horton, B. P., Engelhart, S. E., Kemp, A. C., e Sawai, Y. (2014). Microfossils from coastal environments as indicators of paleo-earthquakes, tsunamis and storms. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 413, pp. 144–157 (<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.06.033>).
- Quintela, M., Costa, P. J. M., Fatela, F., Drago, T., Hoska, N., e Freitas, M. C. (2016). The AD 1755 tsunami deposits onshore and offshore of Algarve (south Portugal): Sediment transport interpretations based on the study of Foraminifera assemblages. *Quaternary International* 408, pp. 123–138 (<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.12.029>).
- Pires H. O. (1989) – Alguns aspectos do clima de agitação marítima de interesse para a navegação na costa de Portugal. *O Clima de Portugal*, Fasc. XXXVII, Vol.2, Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica, Lisboa
- Ramos-Pereira, A. (1987). *Acumulações arenosas eólicas consolidadas do litoral do Alentejo e Algarve ocidental*. Centro de Estudos Geográficos, Linha de Ação de Geografia Física, L.A.G.F. 27, Lisboa, 113p.
- Ramos-Pereira A. (1991) - A margem continental portuguesa. Breve síntese do conhecimento actual, *Finisterra*, 51, Lisboa, pp. 149-185
- Ramos-Pereira A., Alveirinho Dias J., M.M. Laranjeira M. M., Regnauld H. (1994). *Contribuições para a Geomorfologia e Dinâmicas Litorais em Portugal*. Linha de Acção de Geografia Física, L.A.G.F. 35, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa. (ISBN: 972-636-102-8).
- Ramos-Pereira, A., Trindade, J., Neves, M., Borges, B. (2009). Indicadores geomorfológicos de tsunami no Parque Natural do SW Alentejano e Costa Vicentina (Malhão). *Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos*, vol VI, APGeom, Braga, pp. 51-56.
- Ramos-Pereira, A., Trindade, J., Araújo-gomes, J., e Gusmão, F. (2010). Evidences of the 1755 Lisbon earthquake in urban environment (Lisbon). *Geophysical Research Abstracts* Vol. 12, EGU2010-9665.
- Ramos-Pereira, A., Trindade, J., Costa, A. L., Danielsen, R., & Matos, J. M. (2013). Historical embayed coastal evolution under a high energetic hydrodynamic event. *8th IAG International Conference of Geomorphology*, August 27th to 31st, Paris. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/312384548_Historical_embayed_coastal_evolution_under_a_high_energetic_hydrodynamic_event. (Acedido em 1-03-2017)
- Ramos-Pereira, A., Trindade J., Araújo-Gomes J., Leandro A. (2016). Vestígios do Tsunami de 1755: um indicador negligenciado no litoral de Portugal continental? *Livro Comemorativo dos 260 anos do Tremor de Terra de 1755 (Lisboa)*, Universidade de Coimbra, pp. 297-316 (https://doi: 10.14195/978-989-26-1099-3_12).
- Ribeiro C. e Terrinha P. (2007). Formation, deformation and chertification of systematic clastic dykes in a differentially lithified carbonate multilayer. SW Iberia, Algarve Basin, Lower Jurassic. *Sedimentary Geology*, 196, pp. 201-215.
- Ronca, S., Ramond J-B., Jones B. E., Seely M., Cowan D.A. (2015). Namib Desert dune / interdune transects exhibit habitat-specific edaphic bacterial communities. *Front. Microbiol*, Volume 6, Article 845, pp 1-12. (doi: 10.3389/fmicb.2015.00845).
- Santos, A. e Koshimura, S., (2013). Estimating the tsunami parameters of the 1755 Lisbon Tsunami in Portugal by the interpretation of the historical accounts., *IX Congresso da Geografia Portuguesa*, Universidade de Évora, pp. 828–833.

- Santos A., Pereira S., Fonseca N., Paixão R., Andrade F. (2015). Avaliação de risco de tsunami nos Municípios de Peniche e Lourinhã. *Livro Comemorativo dos 260 anos do Tremor de Terra de 1755 (Lisboa)*, Universidade de Coimbra, pp. 251-276 (http://dx.doi.org/10.14195/978-989-26-1099-3_10).
- Scheffers, A., e Kelletat, D. (2003). Sedimentologic and geomorphologic tsunami imprints worldwide - A review. *Earth-Science Reviews*, 63(1–2), pp. 83–92 ([https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(03\)00018-7](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(03)00018-7)).
- Scheffers, A., Kelletat, D., (2005) Tsunami relics on the coastal landscape west of Lisbon, Portugal. *Science of Tsunami Hazards*, 23, 1, pp. 3-16.
- Scheffers, A., Scheffers, S., (2007) Tsunami deposits on the coastline of west Crete (Greece). *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 259, Issues 3–4, pp. 613-624(<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.05.041>, 32).
- Scheffers, S. R., Scheffers, A., Kelletat, D., e Bryant, E. a. (2008). The Holocene paleo-tsunami history of West Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, 270(1–2), pp. 137–146 (<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.03.027>).
- Stich, D., Mancilla, F. de L., Pondrelli, S. e Morales, J. (2007). Source analysis of the February 12th, 2007, Mw 6.0 Horseshoe earthquake: Implications for the 1755 Lisbon earthquake, *Geophysical Research Letters*, 34(12), pp. 1–5 (<https://doi.org/10.1029/2007GL030012>).
- Switzer, A. D., Bristow, C. S., e Jones, B. G. (2006). Investigation of large-scale washover of a small barrier system on the southeast Australian coast using ground penetrating radar, 183, pp. 145–156 (<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.09.015>).
- Switzer, A. D., e Jones, B. G. (2008). Large-scale washover sedimentation in a freshwater lagoon from the southeast Australian coast: sea-level change, tsunami or exceptionally large storm? *The Holocene* 18(5) pp. 787–803.
- Tavares A. C., Bulhões E., Estrada A.F.D.(2010) - Distribuição de fácies sedimentares e tendências de transporte de sedimentos na Enseada de Manguinhos, Armação dos Búzios, RJ. *Revista de Geografia*. Recife: UFPE – DCG/NAPA, v. especial VIII SINAGEO, n. 2, pp. 81-97.
- Trindade, J. (2001). *Evolução geomorfológica do sector terminal da bacia do Rio Alcabrichel*. Tese de Mestrado em Geografia Física e Ambiente, Faculdade de Letras, Universidade de Lisboa, 121 p.
- Trindade, J. (2011). Evolução geomorfológica do Baixo Alcabrichel e da Ribeira de Toledo. in Araújo, A. (eds). O concheiro de Toledo no contexto do Mesolítico Inicial do litoral da Estremadura, *Trabalhos de Arqueologia*, 51, pp. 17-36.
- Trog, C., Höfer, D., Frenzel, P., Camacho, S., Schneider, H., e Mäusbacher, R. (2013). A multi-proxy reconstruction and comparison of Holocene paleoenvironment changes in the Alvor and Alcantarilha estuaries. *Revue de micropaléontologie*. Volume 56, Issue 4, pp. 131–158 (<https://doi.org/10.1016/j.revmic.2013.10.003>).
- Tuttle, M. P., Ruffman, A., Anderson, T., e Jeter, H. (2004). Distinguishing Tsunami from Storm Deposits in Eastern North America: The 1929 Grand Banks Tsunami versus the 1991 Halloween Storm, *Seismological Research Letters* 75(1), pp. 117–131.
- Vos, K., Vandenbergh, N., e Elsen, J. (2014). Surface textural analysis of quartz grains by scanning electron microscopy (SEM): From sample preparation to environmental interpretation. *Earth-Science Reviews*, 128, pp. 93–104 (<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.10.013>).
- Ward, S. (2000). Asteroid Impact Tsunami: A Probabilistic Hazard Assessment. *Icarus*, 145(1), pp. 64–78 (<https://doi.org/10.1006/icar.1999.6336>).
- Ward, S. N. (2010). Tsunami. *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*. Springer Press, pp. 1-18.
- Ward, S. N., e Asphaug, E. (2002). Impact tsunami-Eltanin. Deep-Sea Research Part II: *Topical Studies in Oceanography*, 49, pp. 1073–1079 ([https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(01\)00147-3](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(01)00147-3)).
- Ward, S. N., e Day, S. (2001). Cumbre Vieja Vulcano -- Potential collapse and tsunami at La Palma, Canary Islands. *Geophys. Res. Lett.*, 28(17), pp. 3397–3400.
- Zitellini, N., Rovere, M., Terrinha, P., Chierici, F., e Matias, L. (2004). Neogene Through Quaternary Tectonic Reactivation of SW Iberian Passive Margin. *Pure and Applied Geophysics*, 161(3), pp. 565–587. (<https://doi.org/10.1007/s00024-003-2463-4>).

ANEXOS

ANEXO A

DADOS GLOBAIS

UTILIZADOS

FONTE: FMI-5000

“FMI 5000 – Environmental Changes: Fluvio-marine interactions”
(PTDC/CTE-GIX/104035/2008)

Tabela I. Resultados da análise sedimentológica dos principais parâmetros texturais e composicionais da sondagem CF 2. Fonte: FMI. A azul são representados os eventos extremos de inundação.

Cota (cm-m.m)	Prof. (cm)	Unidades litoestratigráficas	Ref. Amostra	% Grosseiros	% Finos	Classificação (Fleming, 2000)	Mz (φ)	Designação segundo escala de Wentworth (1922)	Sdev	Calibração	SK ₁	Assimetria	K _G	Curtose	% CaCO ₃	Classificação de Baize (1988)	%M.O	Classificação de Costa (1991)
358	0	UL5	1.1	100,00	0,00	areia	1,53	areia média	0,88	Moderadamente calibrada	0,28	Positiva	3,07	Extremamente leptocurtica				
	13		1.10	100,00	0,00	areia	1,72	areia média	0,83	Moderadamente calibrada	0,58	Muito positiva	2,98	Muito leptocurtica			0,00	Muito baixo
	18	UL4	1.13	67,53	32,47	areia vasosa	3,72	areia muito fina	3,44	Muito mal calibrado	0,85	Muito positiva	2,73	Muito leptocurtica				
	25		1.18	51,40	48,60	areia vasosa	4,66	silte grosseiro	3,27	Muito mal calibrado	-0,09	Aproximadamente simétrica	1,73	Muito leptocurtica	9,10	Pouco carbonatado	4,30	Moderadamente alto
	32		1.23	54,84	45,16	areia vasosa	4,51	silte grosseiro	3,35	Muito mal calibrado	0,00	Aproximadamente simétrica	1,62	Muito leptocurtica	8,80	Pouco carbonatado	4,55	Moderadamente alto
	38		1.27	51,76	48,24	areia vasosa	5,08	silte médio	3,93	Muito mal calibrado	-0,15	Negativa	1,69	Muito leptocurtica	6,80	Pouco carbonatado	1,68	Baixo
	43		1.30	53,67	46,33	areia vasosa	4,55	silte grosseiro	3,49	Muito mal calibrado	0,14	Positiva	1,78	Muito leptocurtica	8,30	Pouco carbonatado	2,42	Médio
	46		1.32	58,15	41,85	areia vasosa	4,19	silte grosseiro	3,27	Muito mal calibrado	0,21	Positiva	1,89	Muito leptocurtica	7,40	Pouco carbonatado	4,04	Moderadamente alto
	49		1.34	56,17	43,83	areia vasosa	4,32	silte grosseiro	2,90	Muito mal calibrado	0,18	Positiva	1,72	Muito leptocurtica	8,10	Pouco carbonatado	2,82	Médio
LACUNA																		
	70		2.7	42,40	57,60	vasa arenosa	5,40	silte médio	3,25	Muito mal calibrado	0,05	Aproximadamente simétrica	1,79	Muito leptocurtica	6,40	Pouco carbonatado	4,41	Médio
	81		2.14	49,53	50,47	vasa arenosa	4,96	silte grosseiro	3,34	Muito mal calibrado	-0,09	Aproximadamente simétrica	1,62	Muito leptocurtica	6,50	Pouco carbonatado	3,12	Médio
	98		2.24	51,46	48,54	areia vasosa	4,27	silte grosseiro	3,36	Muito mal calibrado	0,24	Positiva	2,39	Muito leptocurtica	5,30	Pouco carbonatado	1,54	Baixo
251	107	UL3	2.30	90,52	9,48	areia pouco vasosa	2,32	areia fina	2,08	Muito mal calibrado	2,30	Muito positiva	9,34	Extremamente leptocurtica			16,42	Muito alto
	111		2.32	93,50	6,50	areia pouco vasosa	1,92	areia média	2,02	Muito mal calibrado	2,14	Muito positiva	10,36	Extremamente leptocurtica				
	112		2.33	90,33	9,67	areia pouco vasosa	2,39	areia fina	2,11	Muito mal calibrado	2,31	Muito positiva	9,32	Extremamente leptocurtica				
	114		2.34	90,43	9,57	areia pouco vasosa	2,42	areia fina	2,29	Muito mal calibrado	2,43	Muito positiva	9,28	Extremamente leptocurtica	2,50	Nada ou pouco carbonatado	4,39	Moderadamente alto
	115		2.35	91,71	8,29	areia pouco vasosa	2,31	areia fina	2,13	Muito mal calibrado	2,62	Muito positiva	10,93	Extremamente leptocurtica				
	117		2.36	83,75	16,25	areia pouco vasosa	2,69	areia fina	2,63	Muito mal calibrado	1,85	Muito positiva	6,00	Extremamente leptocurtica				
233	125	UL2	2.41	29,35	70,65	vasa arenosa	5,95	silte médio	3,23	Muito mal calibrado	-0,05	Aproximadamente simétrica	2,06	Muito leptocurtica	5,10	Pouco carbonatado	3,88	Médio
	133		2.46	70,51	29,49	areia vasosa	3,05	areia muito fina	2,92	Muito mal calibrado	0,84	Muito positiva	2,75	Muito leptocurtica				
	135		3.1	65,22	34,78	areia vasosa	3,54	areia muito fina	3,29	Muito mal calibrado	0,86	Muito positiva	2,80	Muito leptocurtica	5,70	Pouco carbonatado	1,45	Baixo
	146		3.9	27,87	72,13	vasa arenosa	5,63	silte médio	2,77	Muito mal calibrado	0,12	Positiva	2,83	Muito leptocurtica	7,60	Pouco carbonatado	2,86	Médio
	160		3.19	4,05	95,95	vasa	6,71	silte fino	1,42	Mal calibrado	-0,58	Muito negativa	5,52	Extremamente leptocurtica	6,80	Pouco carbonatado	1,88	Baixo
191	167	UL1	3.24	1,90	98,10	vasa	9,24	argila média	1,94	mal calibrado	-0,94	Muito negativa	3,61	Extremamente leptocurtica				
	170		3.26	2,39	97,61	vasa	7,76	silte muito fino	1,46	Mal calibrado	-0,78	Muito negativa	5,54	Extremamente leptocurtica	6,80	Pouco carbonatado	1,27	Baixo
	183		3.35	2,50	97,50	vasa	9,64	argila média	2,21	Muito mal calibrado	-1,34	Muito negativa	4,17	Extremamente leptocurtica	6,40	Pouco carbonatado	2,95	Médio
	195		3.44	3,13	96,87	vasa	7,83	silte muito fino	2,29	Muito mal calibrado	-0,07	Aproximadamente simétrica	2,01	Muito leptocurtica	7,40	Pouco carbonatado	2,72	Médio
	208		3.53	1,58	98,42	vasa	9,33	argila média	2,15	Muito mal calibrado	-1,24	Muito negativa	5,60	Extremamente leptocurtica	6,80	Pouco carbonatado	2,09	Médio
	221		3.62	4,03	95,97	vasa	8,83	argila grosseira	2,35	Muito mal calibrado	-1,05	Muito negativa	4,11	Extremamente leptocurtica	6,60	Pouco carbonatado	4,18	Médio
	233		4.3	10,40	89,60	vasa pouco arenosa	8,03	argila grosseira	3,03	Muito mal calibrado	-0,85	Muito negativa	3,11	Extremamente leptocurtica	5,70	Pouco carbonatado		
	244		4.12	4,42	95,58	vasa	8,50	argila grosseira	2,41	Muito mal calibrado	-0,46	Muito negativa	2,39	Muito leptocurtica	6,60	Pouco carbonatado		
	255		4.21	8,96	91,04	vasa pouco arenosa	8,84	argila grosseira	2,76	Muito mal calibrado	-1,09	Muito negativa	3,36	Extremamente leptocurtica	6,70	Pouco carbonatado		
	267		4.30	10,58	89,42	vasa pouco arenosa	8,54	argila grosseira	2,90	Muito mal calibrado	-0,94	Muito negativa	3,05	Extremamente leptocurtica	4,80	Pouco carbonatado		
	278		4.39	11,01	88,99	vasa pouco arenosa	8,16	argila grosseira	2,78	Muito mal calibrado	-0,56	Muito negativa	2,33	Muito leptocurtica	5,90	Pouco carbonatado		
	289		4.48	7,38	92,62	vasa pouco arenosa	8,44	argila grosseira	2,61	Muito mal calibrado	-0,69	Muito negativa	2,81	Muito leptocurtica	7,30	Pouco carbonatado		
	301		4.57	8,27	91,73	vasa pouco arenosa	7,31	silte muito fino	2,45	Muito mal calibrado	0,26	Negativa	2,08	Muito leptocurtica	5,10	Pouco carbonatado		
	324		4.75	13,60	86,40	vasa pouco arenosa	7,86	silte muito fino	2,94	Muito mal calibrado	-0,72	Muito negativa	2,90	Muito leptocurtica	8,00	Pouco carbonatado		
	332		5.2	6,36	93,64	vasa pouco arenosa	8,20	argila grosseira	2,74	Muito mal calibrado	-0,75	Muito negativa	3,31	Muito leptocurtica	9,60	Pouco carbonatado		
	347		5.11	6,46	93,54	vasa pouco arenosa	7,63	silte muito fino	2,62	Muito mal calibrado	-0,17	Negativa	2,52	Muito leptocurtica	7,30	Pouco carbonatado		
0	358		5.17	10,91	89,09	vasa pouco arenosa	8,33	argila grosseira	2,95	Muito mal calibrado	-0,95	Muito negativa	3,17	Extremamente leptocurtica				
	363		5.20	16,24	83,76	vasa pouco arenosa	6,89	silte fino	2,53	Muito mal calibrado	-1,05	Muito negativa	3,79	Extremamente leptocurtica	6,70	Pouco carbonatado		
	379		5.29	6,32	93,68	vasa pouco arenosa	8,24	argila grosseira	2,71	Muito mal calibrado	-0,99	Muito negativa	4,47	Extremamente leptocurtica	8,40	Pouco carbonatado		
	395		5.38	5,89	94,11	vasa pouco arenosa	8,53	argila grosseira	2,88	Muito mal calibrado	-1,20	Muito negativa	4,48	Extremamente leptocurtica	7,20	Pouco carbonatado		
	410		5.47	0,83	99,17	vasa	8,81	argila grosseira	2,12	Muito mal calibrado	-0,23	Negativa	2,00	Muito leptocurtica	8,50	Pouco carbonatado		
	426		5.56	54,07	45,93	areia vasosa	4,50	silte grosseiro	3,27	Muito mal calibrado	0,63	Muito negativa	2,51	Muito leptocurtica	7,60	Pouco carbonatado		
	442		5.65	3,90	96,10	vasa	8,68	argila grosseira	2,37	Muito mal calibrado	-0,78	Muito negativa	3,46	Extremamente leptocurtica	33,00	Carbonatado		
	458		5.74	5,44	94,56	vasa pouco arenosa	8,10	argila grosseira	2,25	Muito mal calibrado	-0,23	Negativa	2,41	Muito leptocurtica	7,30	Pouco carbonatado		
	473		5.83	2,04	97,96	vasa	8,67	argila grosseira	2,04	Muito mal calibrado	-0,45	Muito negativa	2,84	Muito leptocurtica	11,50	Pouco carbonatado		
	489		5.92	3,31	96,69	vasa	7,72	silte muito fino	1,89	Mal calibrado	-0,21	Negativa	4,13	Extremamente leptocurtica	10,70	Pouco carbonatado		
-143	501		5.99	32,79	67,21	vasa arenosa	6,40	silte fino	3,53	Muito mal calibrado	-0,02	Aproximadamente simétrica	1,68	Muito leptocurtica				

ANEXO B

ATLAS DOS

GRÃOS DE QUARTZO

Do conjunto dos grãos analisados do estuário do Rio Alcabrichel, foi selecionado um número de grãos em que foram identificados vários atributos/marcas microtexturais.

A identificação e a caracterização das microtexturas foi baseada na determinação visual, utilizando a bibliografia de referência (Azevedo, 1983; Mahaney, 2002; Galopim de Carvalho, 2005; Costa (2012); Costa *et al.*, 2014)

ATRIBUTOS MICROTURAIS

1. Rolamento - é um atributo microtextural utilizado para classificar cada o grão em função do seu aspeto tridimensional, utilizando uma escala de 0 a 5, onde (em que 0 é muito rolado e 5 – muito angular), baseada na escala de Power (1953).

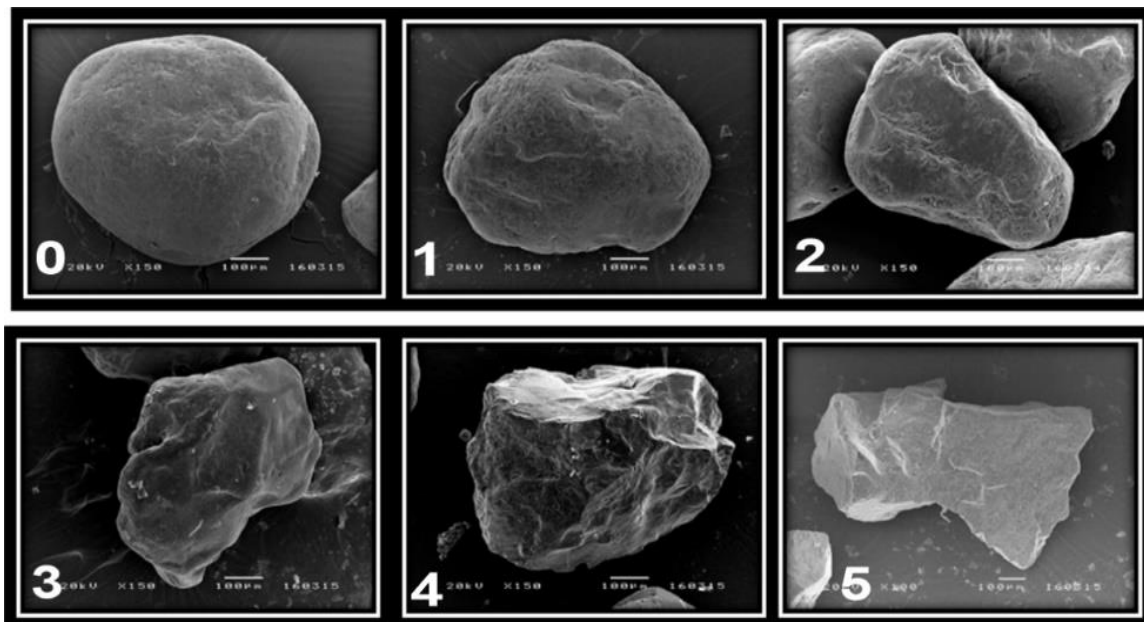


Figura 1. Exemplos de grãos que apresentam diferentes rolamentos. 0-Bem rolado; 5-muito angularo

2. Relevo - é outro atributo microtextural utilizado para classificar cada grão em função de microtopografia da sua superfície, utilizando uma escala quantitativa de 1 a 3 (1-baixo, 2-médio, 3-alto) (Figura 2).

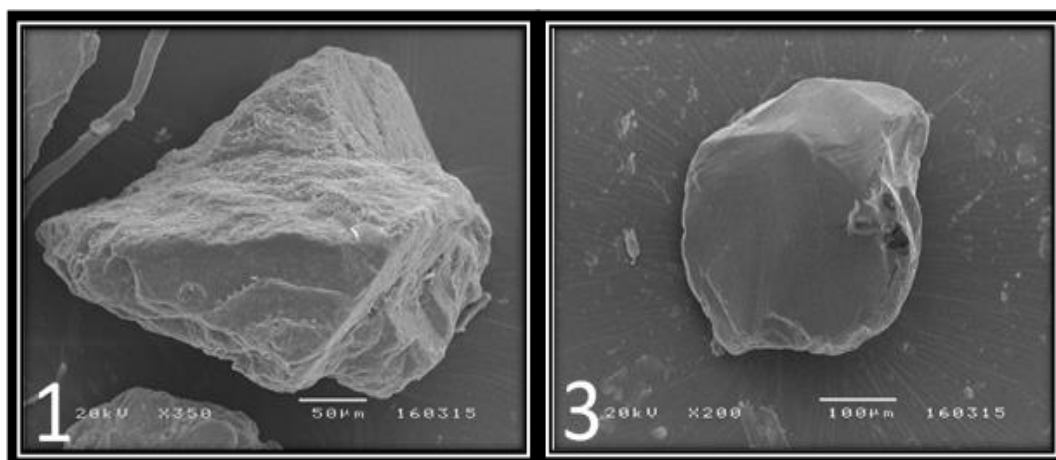


Figura 2. Exemplo de grãos com vários tipos de relevo.
1- Grão com relevo alto; 3-Grão com relevo baixo.

3. Dissolução- esta atributo microtextural pode ser originado por processos químicos e/ou bioquímicos e traduz-se na corrosão das superfícies dos grãos e a formação de uma rede de cavidades com uma distribuição aleatória ou alinhadas segundo fraturas ou planos de clivagem. Pode aparecer em qualquer parte da superfície do grão, tanto nas partes salientes como nas faces planas ou depressões. A dissolução engloba vários fenómenos: decapagem, descamação, rede de dissolução anastomosada, figuras de dissolução geométricas.

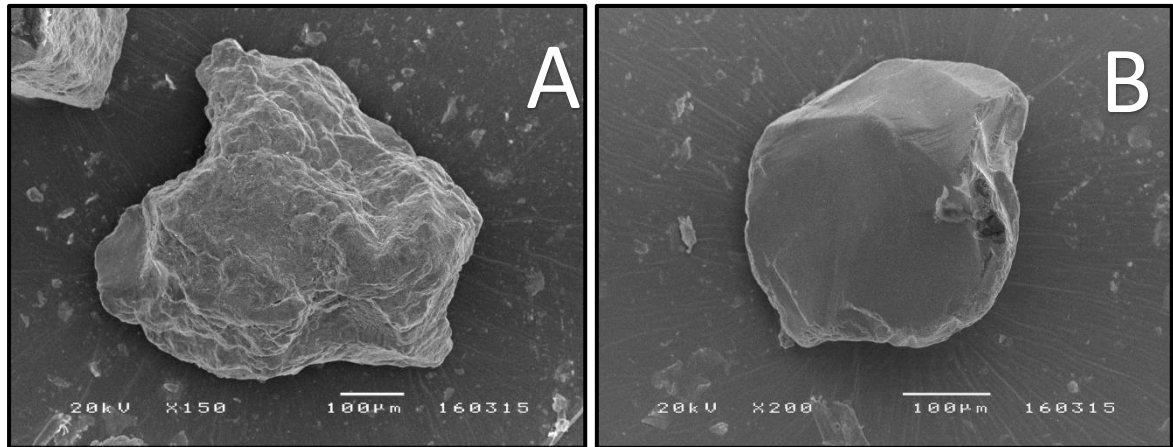


Figura 3. A- Grão com elevado grau de dissolução; B- Grão sem dissolução (ou quase ausente)

4. Precipitação- este atributo microtextural também é de natureza química e/ou bioquímica e corresponde ao aparecimento de uma cobertura partículas minerais (e.g Si, Fe, Al) na superfície do grão, podendo ser descontínua, sob forma de partículas aderentes, glóbulos siliciosos, escamas siliciosas convexas, flores de sílica, ou representar um revestimento sob forma de uma capa contínua.

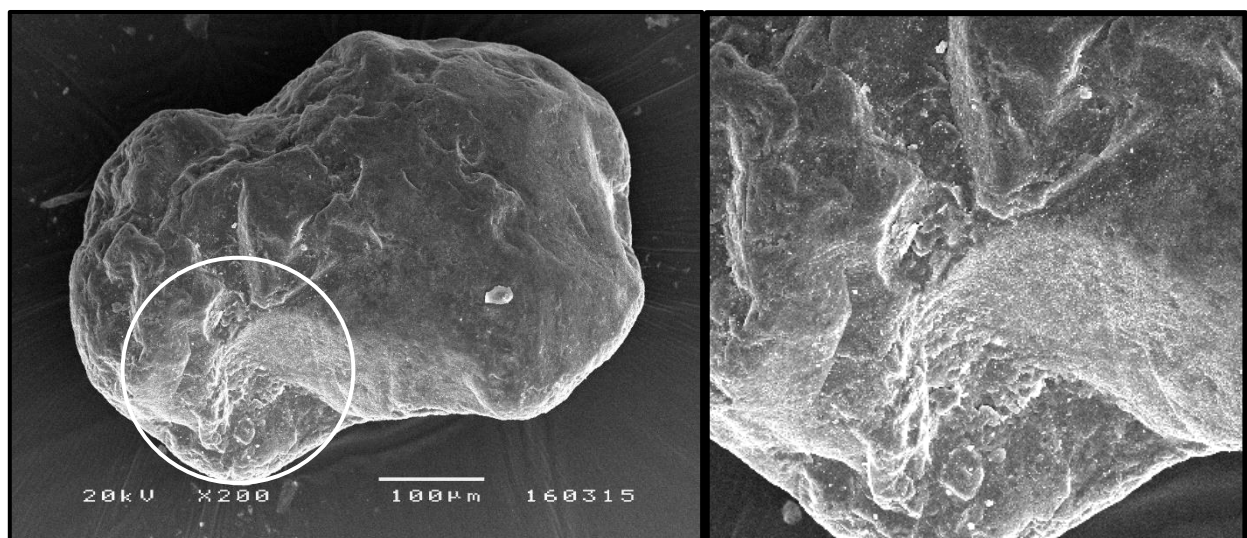


Figura 4- Grão com precipitação (círculo branco). A direita ampliação da imagem

5. Grãos revestidos - são os afetados por precipitação e apresentam um revestimento contínuo sob forma de uma capa quase uniforme na superfície do grão, podendo ser revestidos por minerais de Fe, Ca, Al ou minerais de argila.

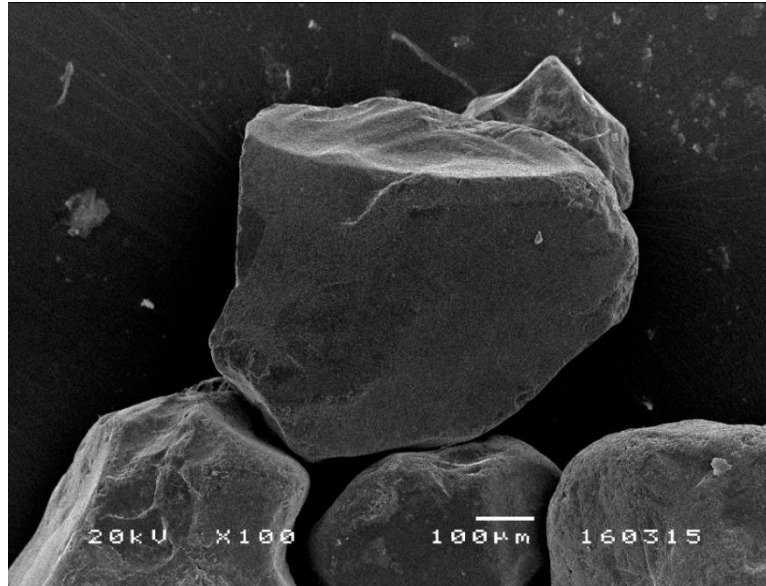


Figura 5. Grão revestido com um manto quase uniforme.

6. Grãos estalados - são aqueles que se apresentam estalados ou quebrados, permitindo reconstituir a forma inicial. Resultam normalmente de choque violento entre grãos durante o transporte. Parte destes fragmentos podem conduzir à formação posterior de partículas aderentes.

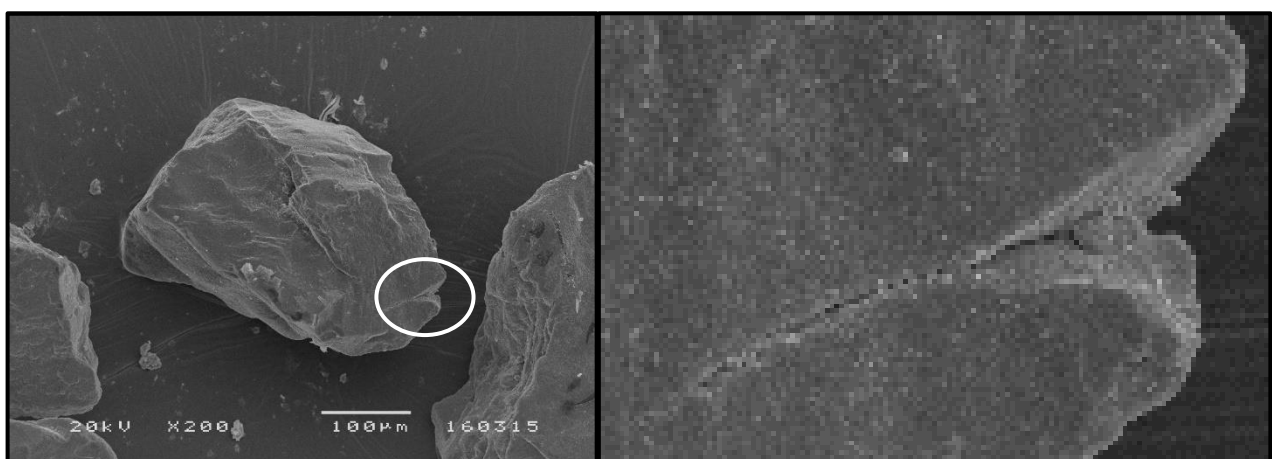


Figura 6. Grão quebrado (elipse a branco). A direita imagem ampliada.

MARCAS MICROTTEXTURAIS

- a.* Superfícies recentes - são microtexturas causadas por impactos mecânicos com aspeto "jovem" sem qualquer marca de ação química (precipitação e/ou dissolução) ou mecânica posterior e podem associam-se a marcas de fraturas ou marcas de abrasão recentes.

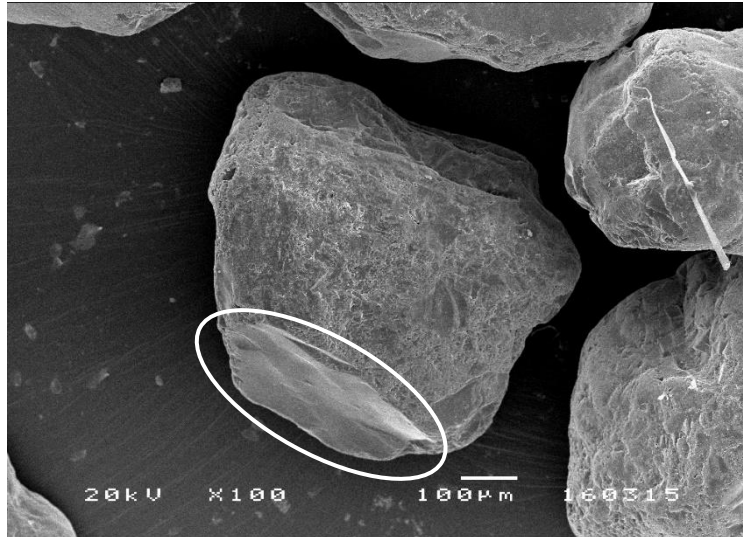


Figura 7. Grão com superfície recente (elipse a branco)

- b.* Marcas em V - correspondem a fraturas em forma de V, de dimensões variáveis e de maior ou menor entalhe. Este tipo de marca associa-se ao choque mecânico entre os grãos, sobretudo em meio aquático, mas também pode ser originado em meio eólicos.

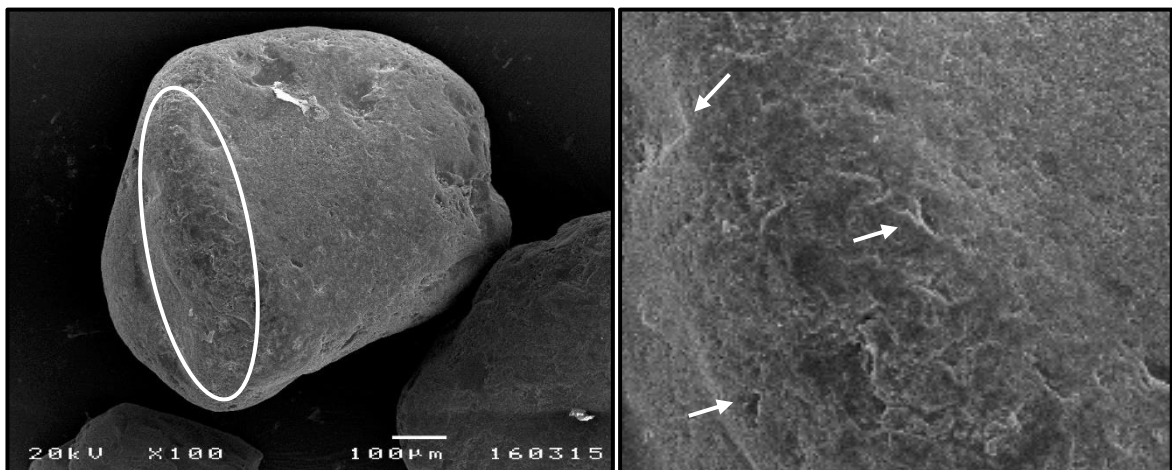


Figura 8. Grão com várias marcas em V (elipse a branco). A direita imagem ampliada, as setas brancas indicam as pequenas marcas em V.

- c. Marcas em crescente - são microtexturas em forma de crescente, por vezes profundas, produzidas pela ação mecânica e acompanham muitas vezes as marcas em V, partilhando com estas uma génese comum.

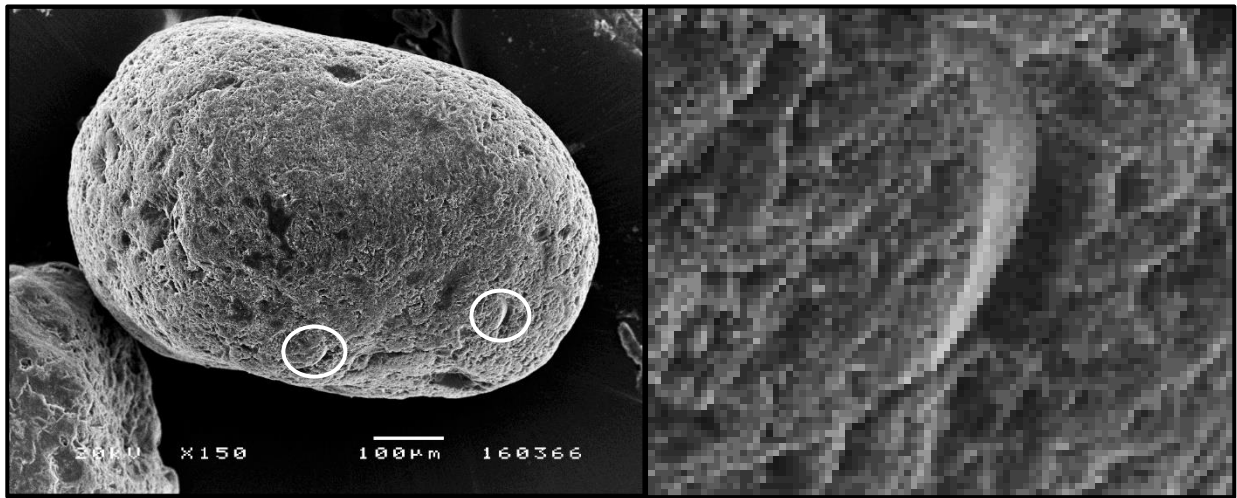


Figura 9. Grão com marcas de crescente (círculos brancos). A direita a ampliação da imagem

- d. Degraus - estas microtexturas correspondem a um grupo de patamares na superfície do grão semelhante a um degrau, com arestas retilíneas ou arqueadas, associados aos impactos mecânicos entre os grãos.

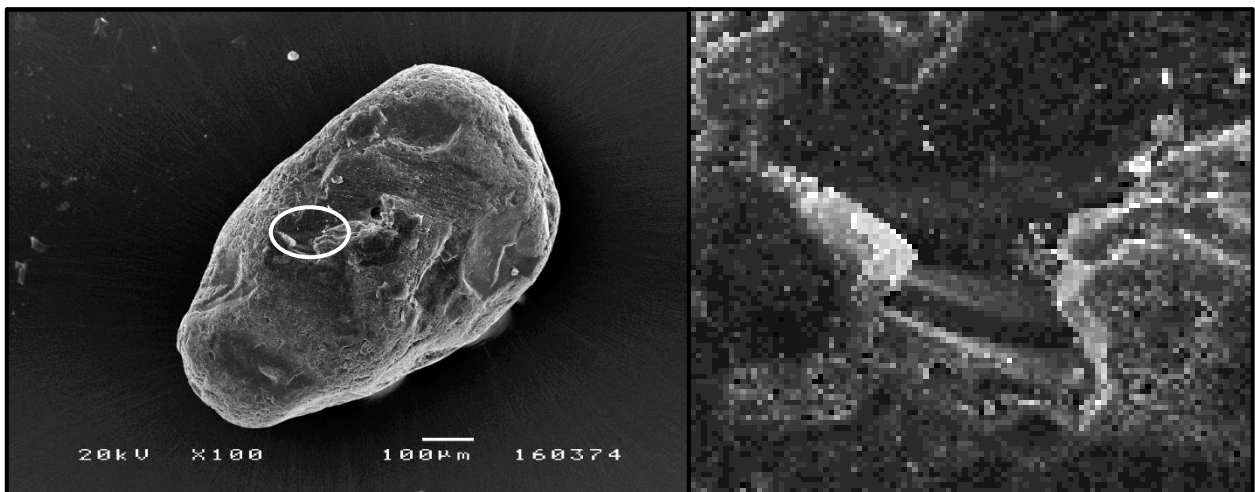


Figura 9. Grão com degrau (elipse a branco). A direita ampliação da imagem.

- e. Fraturas concoidais - são microtexturas de fratura lisa de forma curvada por vezes com aparência de nervuras, semelhantes a uma concha.

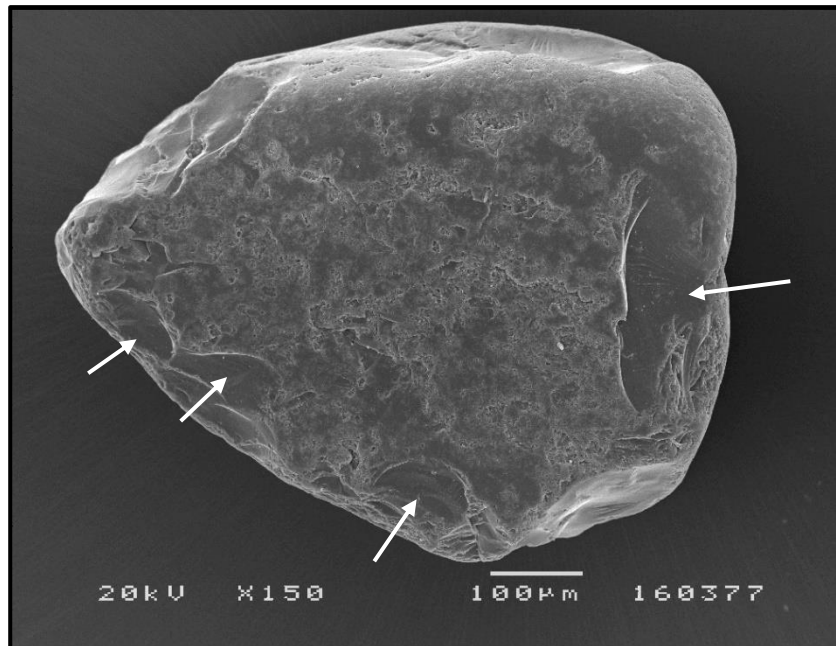


Figura 490. Grão com várias fraturas concoidais (setas brancas).

- f. Fraturas radiais - são microtexturas em forma de fraturas lineares irradiando de um ponto de impacto, tal como o vértice de um cone, resultado da energia cinética libertada na colisão. Quando apresentam diâmetros de poucos μm significa uma baixa energia na colisão. O número de fraturas e a distâncias entre elas também se relaciona com a energia absorvida na colisão.

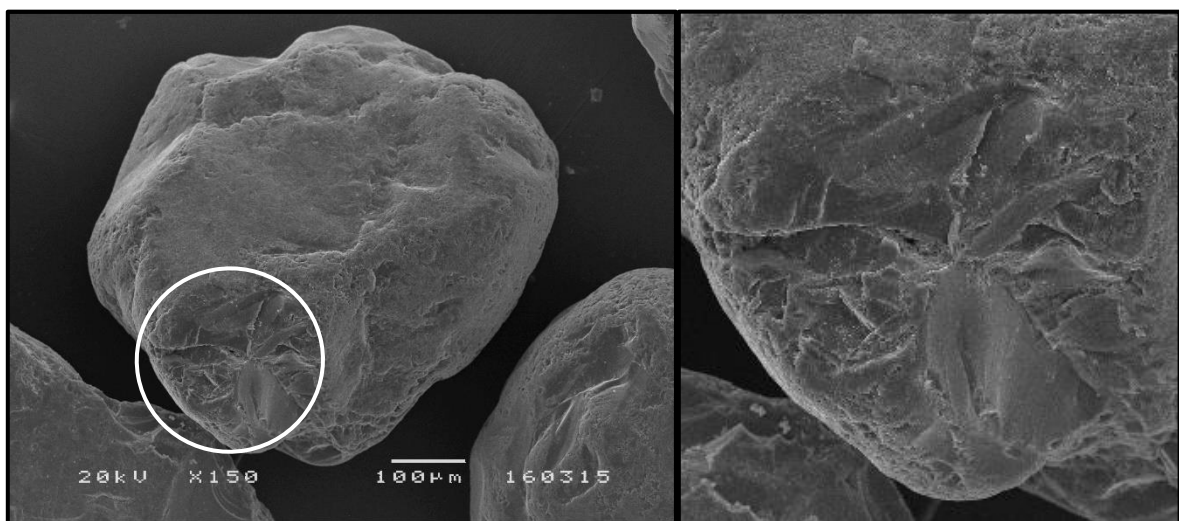


Figura 11. Grão com fraturas radiais (círculo branco). A direita ampliação das fraturas.

- g. Fraturas lineares subparalelas - microtexturas designadas também “*Wallner lines*” são fraturas lineares, de superficiais a profundas, na superfície dos grãos causadas por impacto mecânico. Este tipo de marca pode ter vários μm de comprimento e pode ocorrer em associação com as fraturas concoidais.

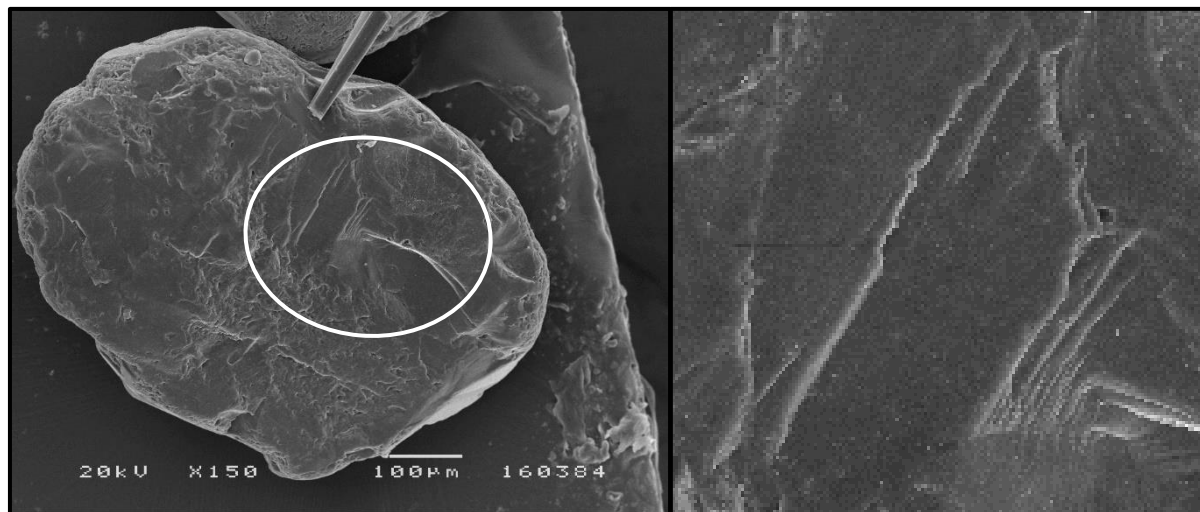


Figura 12. Grão com fraturas lineares (elipse a branco). A direita ampliação da imagem.

- h. Marcas de abrasão - microtextura que indica abrasão da superfície, traduzida em estrias, alinhamentos e outras marcas como consequência de fricção.

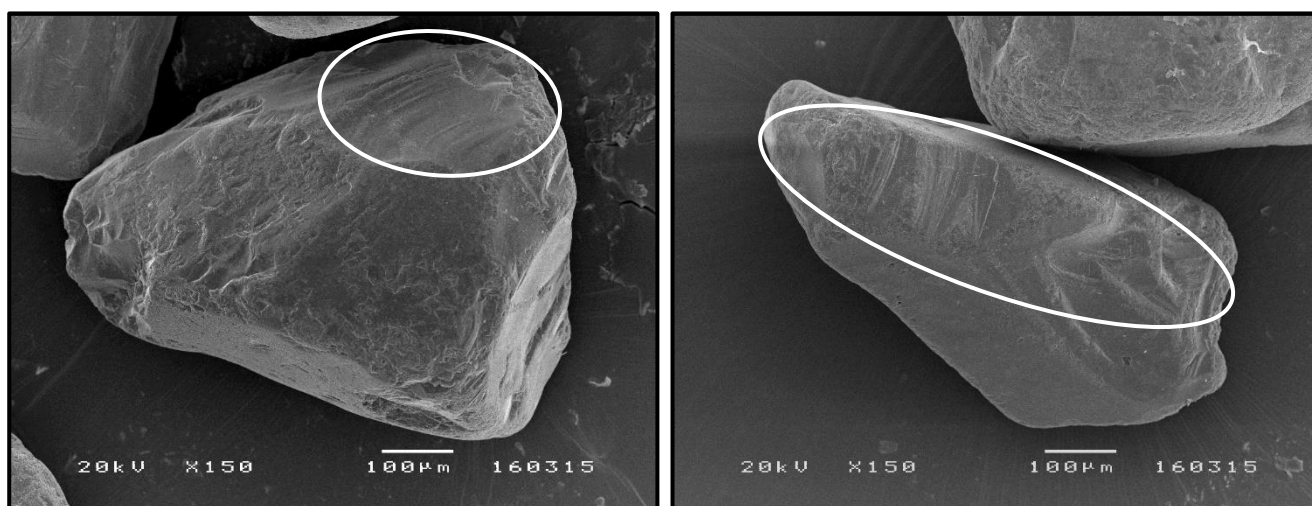


Figura 13. Grãos com marcas de abrasão (elipses a branco).

- i. Cúpulas de choque - são microtexturas facilmente identificáveis pelo aspeto circular ou semicircular. O limite da cúpula é extremamente nítido e traduz o arranque de uma partícula de quartzo por efeito de choque. São frequentes principalmente nos meios eólicos e glaciários, mas também nos meios aquáticos de elevada energia.

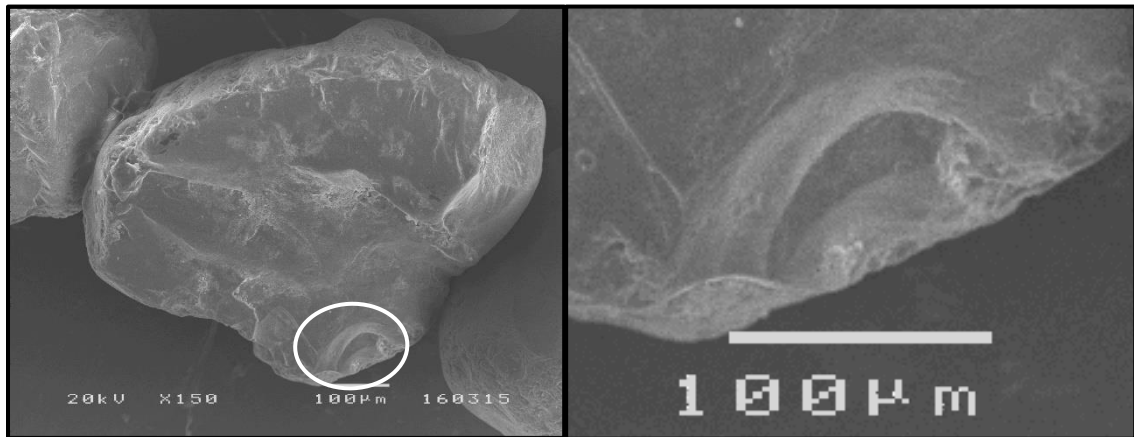


Figura 14. Grão com provável cúpula de choque (elipse a branco). A direita ampliação da imagem.

- j. Crateras - microtextura em forma de depressão (fechada ou aberta) na superfície do grão, causada por impacto mecânico.

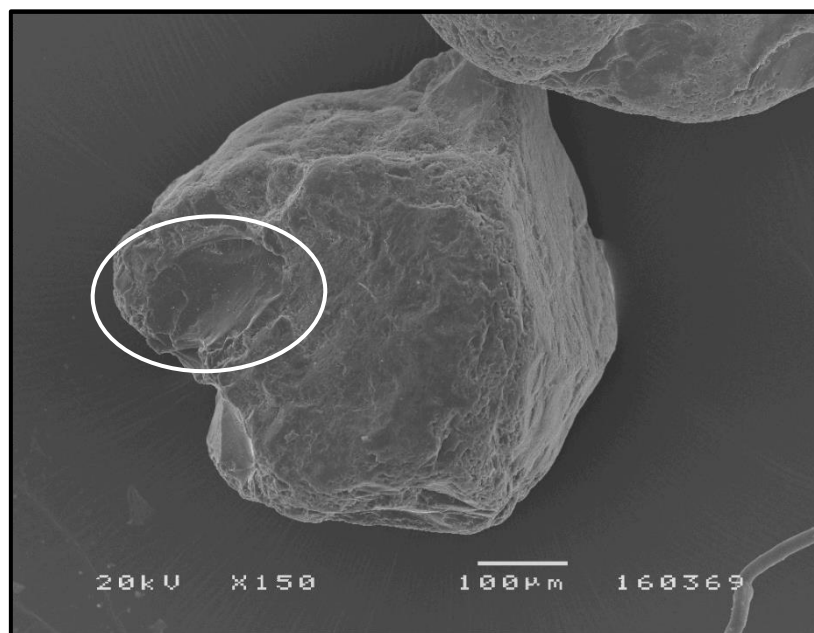


Figura 15. Grão com cratera (elipse a branco).

- k. Depressões alongadas- são microtexturas de origem mecânica em forma de depressão que podem formar-se entre dois vértices paralelos ou aparecer isoladas e ocorrem em grãos de bordos arredondados relacionados com o transporte por saltação.

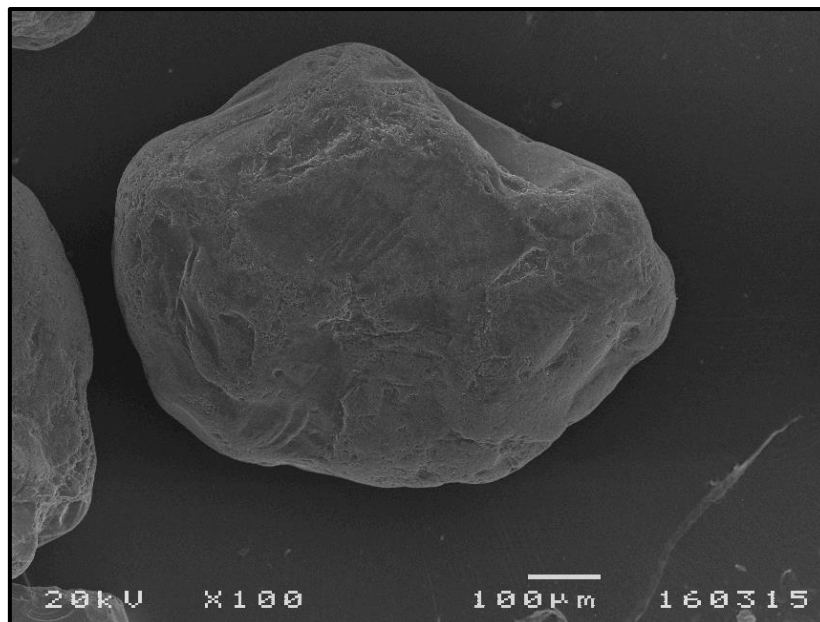


Figura 16. Grão com depressão alongada (elipse a branco).

- l. Cavidades lineares - Depressões lineares escavadas na superfície do grão, de origem mecânica, semelhantes às produzidas por um cinzel.

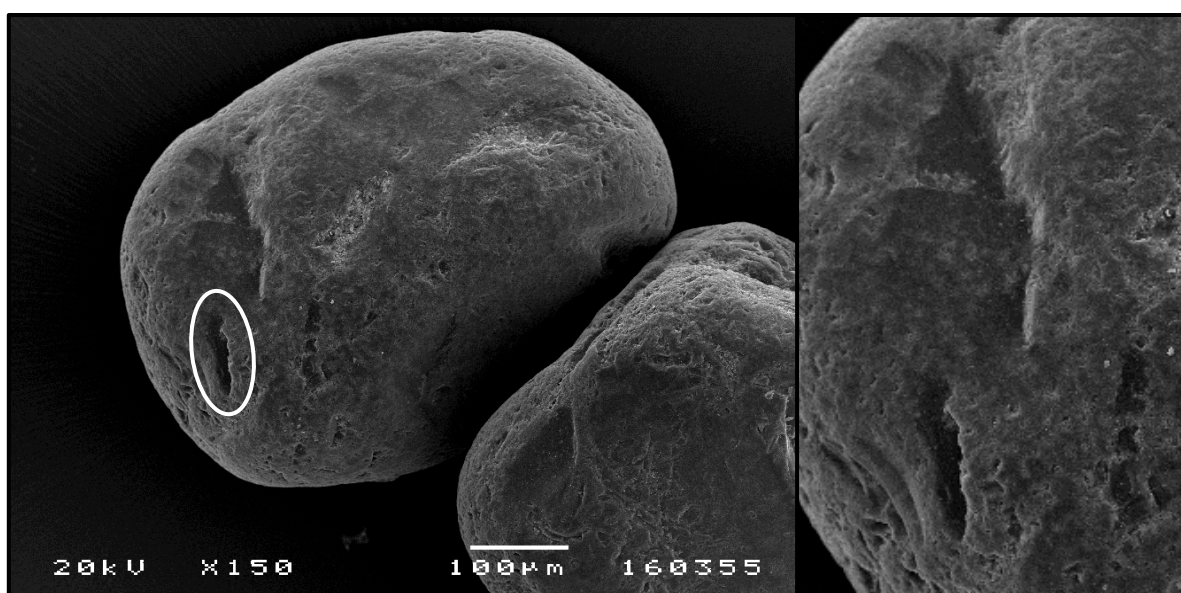


Figura 17. Grão com cavidades lineares (elipse a branco). A direita ampliação da imagem.

- m.* Cavidades circulares - são pequenas depressões com contorno circular e pouco escavadas na superfície do grão, consideradas de origem química. Esta microtextura pode instalar-se numa marca anterior de origem mecânica.

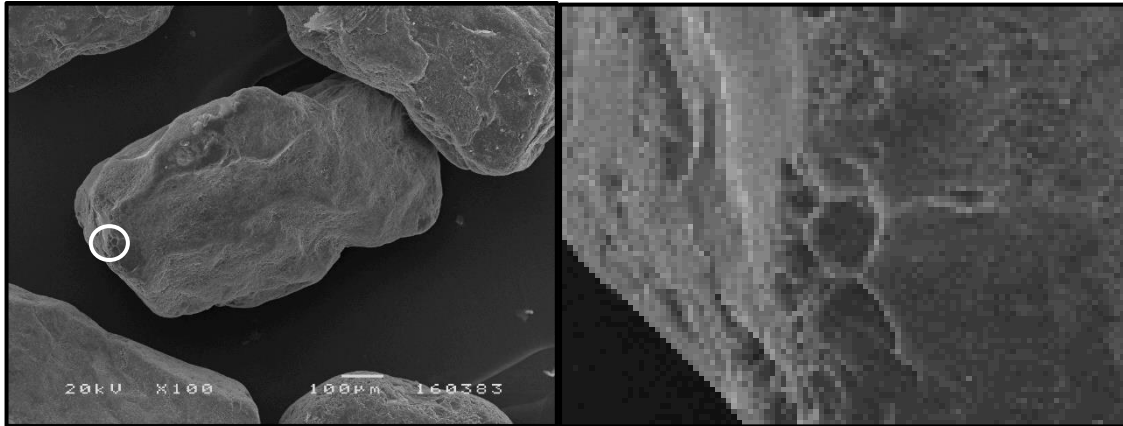


Figura 18. Grão com cavidade circular (círculo a branco). A direita ampliação da imagem.

- n.* Cavidades profundas - são incisões profundas na superfície dos grãos, bem circunscritas provocadas pela corrosão e dissolução localizadas, e segundo alguns autores forma-se provavelmente em regiões da rede cristalina mais permeáveis à hidrólise.

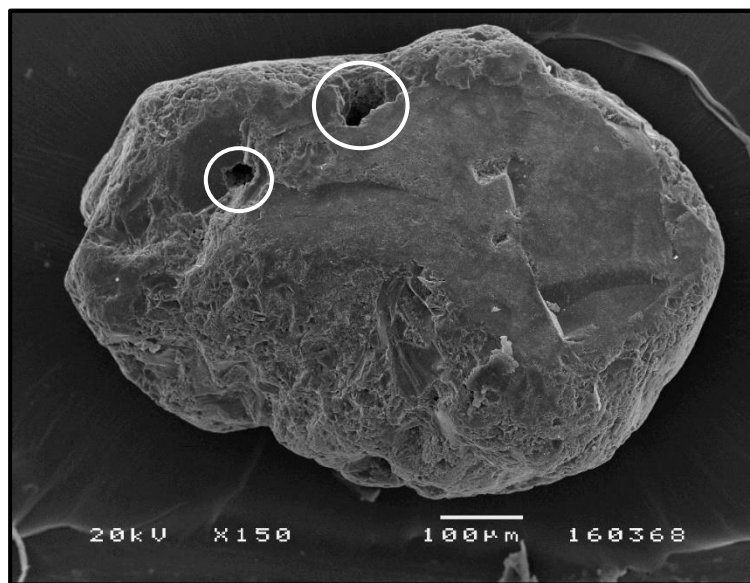


Figura 19. Grão com cavidades profundas (círculos brancos).

- o. Figuras de dissolução geométrica - são microtexturas que tem forma de um triângulo isósceles e formam-se quando o próprio quartzo é atacado pela dissolução.

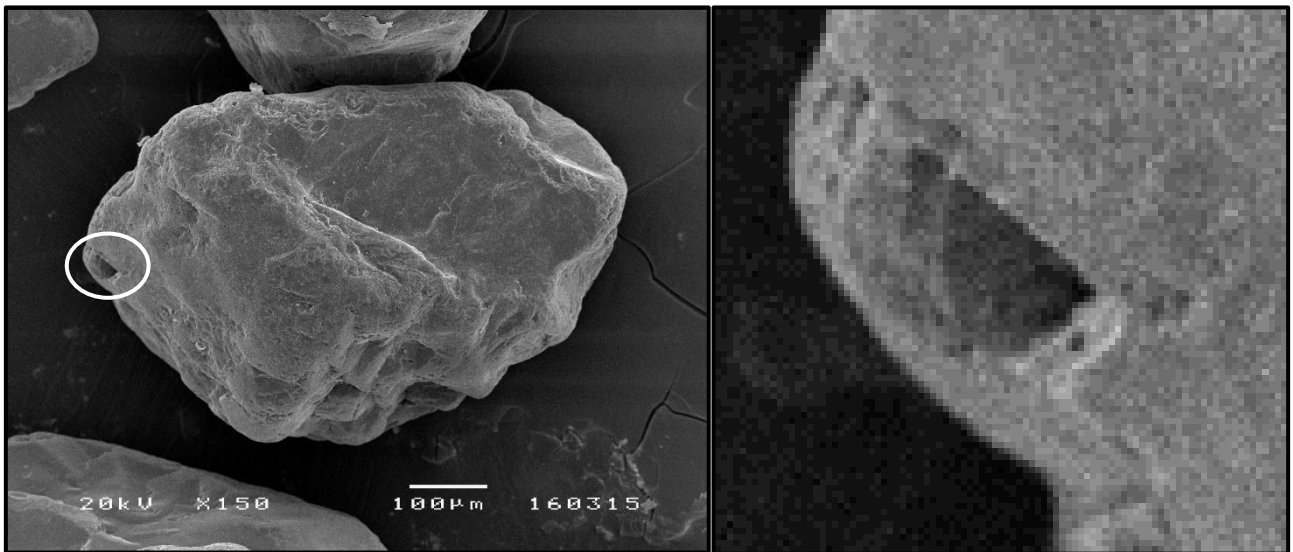


Figura 20. Grão com figura de dissolução geométrica (elipse a branco). A direita ampliação da imagem.

- ii. Partículas aderentes - são fragmentos ou partículas minerais que se apresentam protuberantes relativamente à superfície dos grãos. Por vezes, as partículas aderentes apresentam-se como fragmentos bem circunscritos dentro das ranhuras existentes nos grãos.

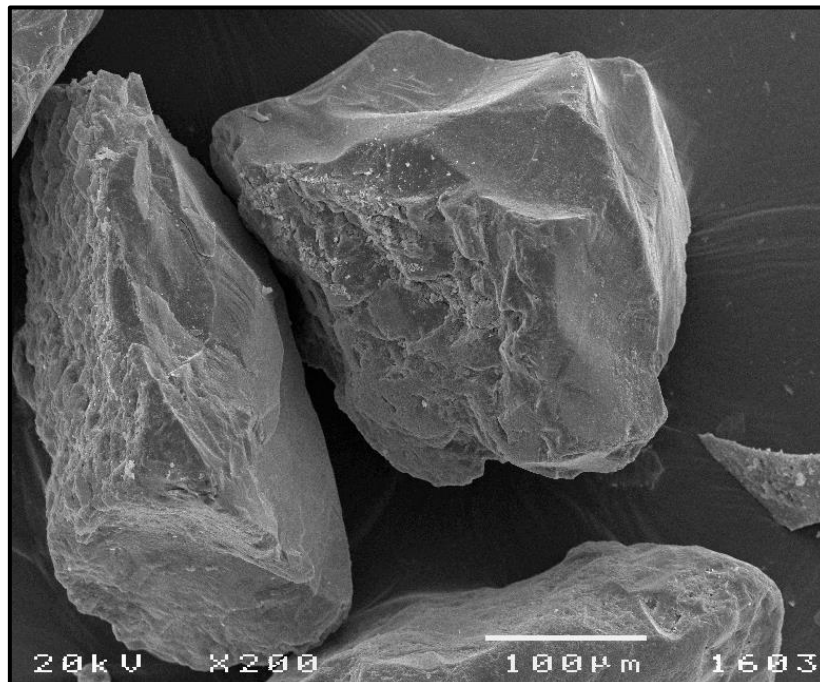


Figura 501. Grão (a direita) com várias partículas aderentes.

- p. Flores de sílica - são microtexturas de origem química sob forma de depósito de estrutura radiada mais ou menos marcada e são associadas aos fenómenos de precipitação, podendo ser constituídas unicamente por Si ou em combinações com Fe, Al, etc. Traduzem sempre uma imobilização dos grãos e a sua presença mostra a evolução “*in situ*”, sendo por isso excelentes indicadores ambientais.

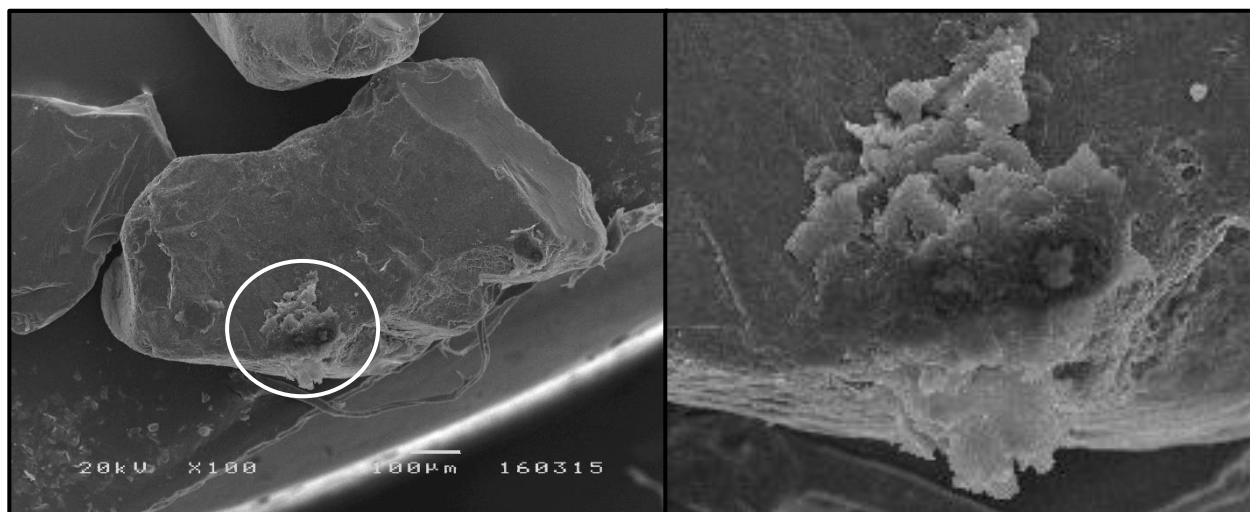


Figura 22. Grão com flores de sílica (círculo branco). A direita ampliação da imagem.